

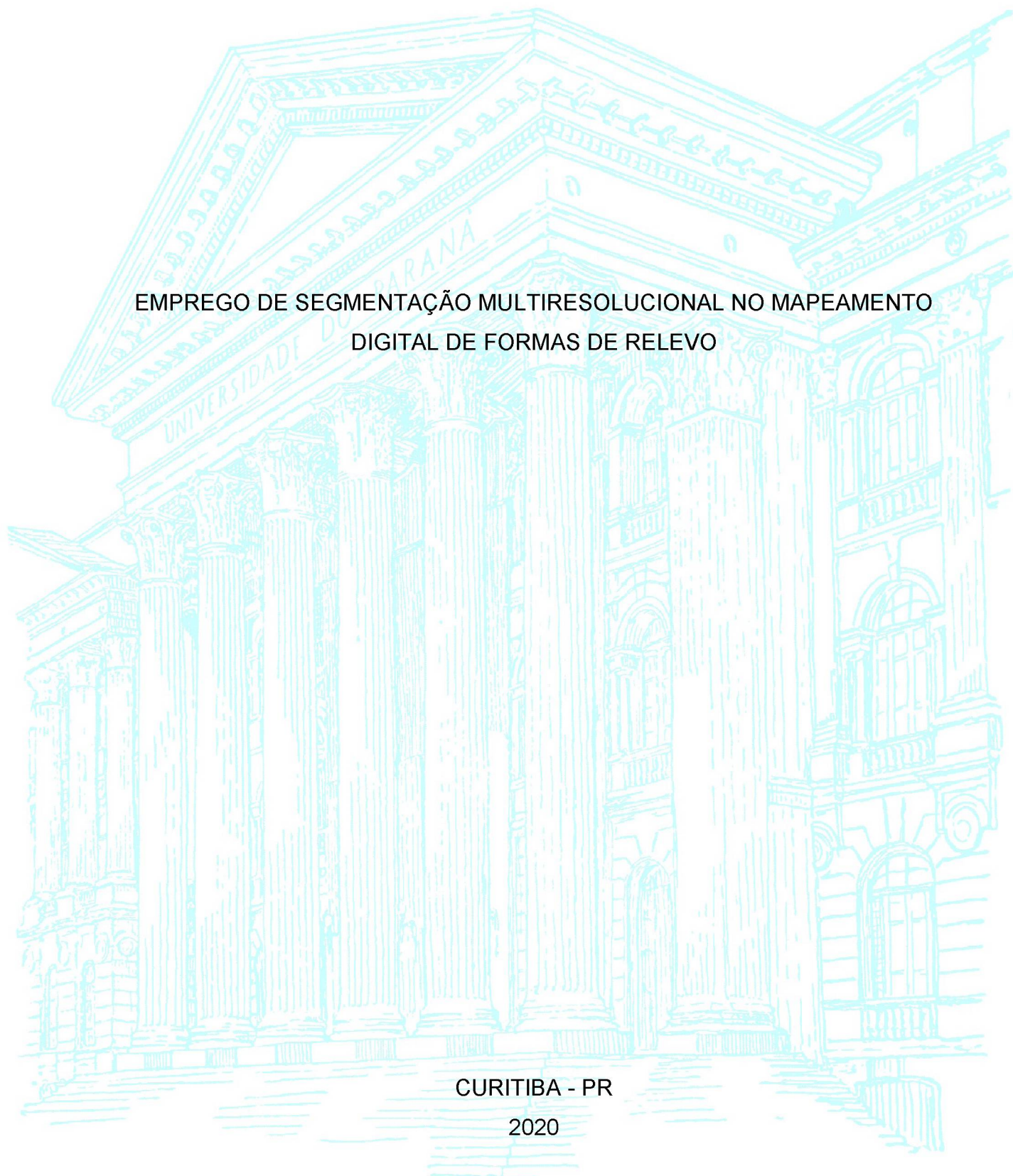
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

WILLIAN BORTOLINI

EMPREGO DE SEGMENTAÇÃO MULTIRESOLUCIONAL NO MAPEAMENTO
DIGITAL DE FORMAS DE RELEVO

CURITIBA - PR

2020



WILLIAN BORTOLINI

EMPREGO DE SEGMENTAÇÃO MULTIRESOLUCIONAL NO MAPEAMENTO
DIGITAL DE FORMAS DE RELEVO

Dissertação apresentada ao curso de Pós-Graduação em Geografia, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, como requisito parcial à obtenção do título de Mestre em Geografia.

Orientador: Prof. Dr. Claudinei Taborda da Silveira

CURITIBA - PR

2020

Catálogo na Fonte: Sistema de Bibliotecas, UFPR
Biblioteca de Ciência e Tecnologia

B739e Bortolini, Willian
Emprego de segmentação multiresolucional no mapeamento
digital de formas de relevo [recurso eletrônico] / Willian
Bortolini – Curitiba, 2020.

Dissertação - Universidade Federal do Paraná, Setor de
Ciências a Terra, Programa de Pós-graduação em Geografia.

Orientador: Prof. Dr. Claudinei Taborda da Silveira

1. Cartografia. 2. Geomorfologia.. 3. Geomorfometria. 4.
Relevo (Análise digital) I. Universidade Federal do Paraná. II.
Silveira, Claudinei Taborda da III. Título.

CDD: 551.41

Bibliotecária: Roseny Rivelini Morciani CRB-9/1585




MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO
SETOR DE CIÊNCIAS DA TERRA
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
PRÓ-REITORIA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO GEOGRAFIA -
40001016035P1

TERMO DE APROVAÇÃO

Os membros da Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em GEOGRAFIA da Universidade Federal do Paraná foram convocados para realizar a arguição da Dissertação de Mestrado de **WILLIAN BORTOLINI**, intitulada: **EMPREGO DE SEGMENTAÇÃO MULTIRESOLUCIONAL NO MAPEAMENTO DIGITAL DE FORMAS DE RELEVO.**, sob orientação do Prof. Dr. CLAUDINEI TABORDA DA SILVEIRA, após terem inquirido o aluno e realizado a avaliação do trabalho, são de parecer pela sua APROVAÇÃO no rito de defesa.

A outorga do título de Mestre está sujeita à homologação pelo colegiado, ao atendimento de todas as indicações e correções solicitadas pela banca e ao pleno atendimento das demandas regimentais do Programa de Pós-Graduação.


Curitiba, 28 de Fevereiro de 2020.



CLAUDINEI TABORDA DA SILVEIRA
Presidente da Banca Examinadora



RICARDO MICHAEL PINHEIRO SILVEIRA
Avaliador Externo (INSTITUTO FEDERAL DO PARANÁ)



ROMÁRIO TRENTIN
Avaliador Externo (UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA MARIA)



JULIO MANOEL FRANÇA DA SILVA
Avaliador Externo (UNIVERSIDADE ESTADUAL DO CENTRO-OESTE)

Dedico aos meus pais Ieda e Valter

AGRADECIMENTOS

À Universidade Federal do Paraná (UFPR), por suas atividades de ensino, pesquisa e extensão gratuitas e de qualidade; ao Programa de Pós-Graduação em Geografia (PPGGEO-UFPR); a Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pela concessão da bolsa; e ao Conselho Nacional de Pesquisa (CNPq) pelo financiamento do projeto “Mapeamento Geomorfológico do Estado do Paraná”.

Ao professor Claudinei Taborda da Silveira, por sua dedicação e compromisso no exercer de sua função de orientador, bem como pelos ensinamentos e amizade que vêm desde 2015, quando me possibilitou a oportunidade de ingressar no LAGEO/UFPR como aluno de iniciação científica.

Ao Laboratório de Pesquisas Aplicadas em Geomorfologia e Geotecnologias (LAGEO-UFPR), que desde 2015 me permite o constante aprendizado, tanto no acadêmico quanto no pessoal, e onde tenho a oportunidade de desenvolver minha vida acadêmica pesquisando acerca deste tema que tanto me fascina, a geomorfologia.

Aos companheiros e companheiras de LAGEO pela valiosa amizade e pelos consagrados momentos e aprendizados proporcionados pela convivência: Ricardo Michael Pinheiro Silveira, Victor Pierobom, Gisele Neuman, Taisa Comerlato, Giovani Fronza, Julio Manuel França da Silva, Clotilde Zai, Priscila D'aroz, Soraia Gomes, Bruna Rutyna, Guilherme Strapasson, Rodrigo Martins, Juliana Uber, Gustavo Raldi e ao Sindilageo.

Aos amigos e amigas proporcionados pela Geografia e pelas trilhas: Alexei Nowatzki, Adriano Goulart, Carlos Augusto Wroblewski, Diego Frantz, Fábio Lione, Josemar Pereira da Silva, José Guilherme de Oliveira, Lucas Jerszurki, Maíra Oneda, Marcelo Ng Hung e Reginaldo Correia.

Aos amigos da República 410 Everton Bortolini, Guilherme Matias Primo e Ilich Contreras, pelo aprazível convívio e pela camaradagem.

Aos professores e professoras do PPGGEO, em especial aos professores Angelo Evaristo Sirtoli, Chisato Oka-Fiori, Fabiano Antônio de Oliveira e Leonardo José Cordeiro dos Santos, que participaram da minha formação como geomorfólogo.

Aos servidores e servidoras do PPGGEO Adriana Oliveira, Albani, Alexandra Gama e Luiz Zem, pela disposição em ajudar e servir.

Aos professores Romário Trentin e Edenilson Nascimento, pelas contribuições no processo de qualificação, e novamente ao professor Romário Trentin e aos professores Júlio Manuel França da Silva e Ricardo Michael Pinheiro Silveira pelas contribuições na banca de defesa.

Ao Laboratório de Sensoriamento Remoto e ao Programa de Pós-Graduação em Ciências Geodésicas (Departamento de Geomática – UFPR), na pessoa do professor Alzir Felipe Buffara Antunes, pela disponibilização da licença do software eCognition.

Ao professor Tony Sampaio pelo empréstimo do *drone* utilizado na campanha de campo, e à Marianne de Oliveira e Otacílio Paz pela ajuda referente à utilização do *drone*.

E por fim, agradeço a minha família, especialmente aos meus pais Ieda e Valter, pelo incentivo e apoio, em todos os sentidos, que permitiram que eu realizasse toda minha formação acadêmica, incluso esta dissertação de mestrado. Agradeço também aos meus irmãos Diego e Everton, a minha cunhada Luana e a meu sobrinho Luiz Henrique, por serem exemplos e pelo incentivo a seguir ao mestrado.

RESUMO

A abordagem geomorfométrica tem sido cada vez mais utilizada no mapeamento de formas de relevo. Dentre a infinidade de técnicas que foram e são desenvolvidas e aplicadas neste campo, aquelas baseadas na análise orientada ao objeto e que mais precisamente empregam o algoritmo de segmentação multiresolucional veem apresentando importantes potencialidades. Assim, o objetivo desta pesquisa foi desenvolver e avaliar uma técnica semiautomatizada baseada no emprego de segmentação multiresolucional para o mapeamento de padrões de formas de relevo compatíveis ao 4º táxon da proposta de Ross (1992), na área da Carta Curitiba (leste paranaense). Para isto, a partir de um modelo digital de terreno (MDT) de resolução espacial de 20 metros, calculou-se os seguintes atributos topográficos: declividade e relevo sombreado (locais), e índice de posição topográfico (IPT), amplitude altimétrica, média da declividade, média da densidade de rupturas (regionais). Em seguida, foram identificados os padrões de formas de relevo da área de estudo, baseada no mapeamento prévio realizado no âmbito do projeto de mapeamento geomorfológico do Paraná na escala 1:100.000. Os atributos foram padronizados e em seguida segmentados em seis níveis, gerando assim objetos de imagem que foram classificados segundo regras adaptadas a partir do mapeamento prévio anteriormente citado. No primeiro nível de segmentação foram empregados o IPT e a declividade, mapeando as planícies fluviais. Nos outros cinco níveis, foram utilizados os demais atributos topográficos, sendo os atributos regionais calculados a partir de raios de vizinhança distintos para cada nível. Também foram utilizados parâmetros de segmentação distintos em cada nível, sendo adequados às respectivas formas de relevo mapeadas. O 2º e o 3º níveis classificaram as áreas segundo o grau de dissecação (baixa, média e alta), enquanto os demais níveis mapearam os padrões de formas de relevo pertencente a cada um dos graus de dissecação. Foram mapeados 12 padrões de formas de relevo: 1) planícies fluviais, 2) colinas, 3) colinas onduladas, 4) morrotes I, 5) morrotes II, 6) morros I, 7) morros II, 8) morros declivosos I, 9) morros declivosos II, 10) morros declivosos III, 11) morros elevados I e 12) morros elevados II. Os resultados apresentaram coerência quando conferidos em campo. O método apresentou potencialidades, visto que reduziu o efeito de borda e apresentou formas de relevo com tamanhos adequados à escala pretendida no mapeamento. Entretanto, limitações associadas a erros na segmentação ou classificação de algumas formas de relevo ocorreram, mas sem inviabilizar a aplicabilidade do método. Por fim, evidencia-se a viabilidade do emprego da segmentação multiresolucional no mapeamento do 4º táxon, com este algoritmo possuindo potencial para ser explorado no mapeamento em outras escalas. Porém, é necessária atenção na definição dos parâmetros de segmentação, principalmente o parâmetro de escala, pois apresentam subjetividade.

Palavras-chave: Cartografia geomorfológica. Taxonomia do relevo. Geomorfometria. Análise digital do relevo. Análise orientada ao objeto.

ABSTRACT

The geomorphometric approach has been increasingly used in the mapping of landforms. Among the infinity of techniques that have been and are developed and applied in this field, those based on object-oriented analysis and that more precisely uses the multiresolutional segmentation algorithm have shown important potentialities. Thus, the aim of this research was to develop and evaluate a semi-automated technique based on the use of multiresolutional segmentation for mapping patterns of relief forms compatible with the 4th taxon of Ross's proposal (1992), in the area of Carta Curitiba (eastern Paraná). For this, using a digital terrain model (DTM) with a spatial resolution of 20 meters, the following topographic position index (TPI), altimetric range, slope average, edge density average (regional). Then, the patterns of landforms in the study area were identified, based on the previous mapping carried out within the scope of Paraná of the Paraná geomorphological mapping project on a 1:100.000 scale. The attributes were standardized and then segmented into six levels, thus generating image objects that were classified according to rules adapted from the previous mapping mentioned. In the first segmentation level, TPI and slope average were used, mapping the river plains. In the other levels, the other topographic attributes were used, with the regional attributes calculated from different neighborhood rays for each level. Different segmentation parameters were also used at each level, being appropriate to the respective mapped landforms. The 2nd and 3rd levels classified the areas according to the degree of dissection (low, medium and high), while the other levels mapped the patterns of landforms belonging to each of the dissection degrees. 12 patterns of landforms were mapped: 1) river plains, 2) low hills, 3) undulated low hills, 4) hillocks I, 5) hillocks II, 6) hills I, 7) hills II, 8) sloping hills I, 9) sloping hills II, 10) sloping hills III, 11) high hills I and 12) high hills II. The results were consistent when validated in the field campaign. The method showed potential, since it reduced the edge effect and presented relief shapes with sizes appropriate to scale intended in the mapping. However, limitations associated with errors in the segmentation or classification of some landforms have occurred, but without impairing the applicability of the method. Finally, the viability of using multiresolutional segmentation in the mapping of the 4th taxon is evidenced, with this algorithm having the potential to be explored in mapping at the other scales. However, attention is needed in the definition of segmentation parameters, especially the scale parameter, as they present subjectivity.

Keywords: Geomorphological mapping. Relief taxonomy. Geomorphometry. Digital relief analysis. Object-oriented analysis.

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1 - LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	22
FIGURA 2 - MAPA GEOLÓGICO DA ÁREA DE ESTUDO.....	23
FIGURA 3 - MAPA GEOMORFOLÓGICO DA ÁREA DE ESTUDO.....	27
FIGURA 4 - CLASSIFICAÇÃO TAXONÔMICA DE ROSS (1992).....	32
FIGURA 5 - ESTRUTURAS DE DADOS DOS MDTs.....	35
FIGURA 6 - EXEMPLIFICAÇÃO DA JANELA MÓVEL 3X3 PIXELS.....	38
FIGURA 7 - ILUSTRAÇÃO DO PROCESSO DE SEGMENTAÇÃO DE IMAGENS POR CRESCIMENTO DE REGIÕES.....	45
FIGURA 8 - FLUXOGRAMA METODOLÓGICO.....	55
FIGURA 9 - EXEMPLO DE PERFIL DE VERTENTE.....	57
FIGURA 10 - JANELA 3X3 PIXELS.....	57
FIGURA 11 - ÍNDICE DE POSIÇÃO TOPOGRÁFICA.....	59
FIGURA 12 - PONTOS DE CONTROLE DE CAMPO.....	62
FIGURA 13 - FLUXOGRAMA DAS TRÊS PRIMEIRAS ETAPAS DE SEGMENTAÇÃO E CLASSIFICAÇÃO.....	63
FIGURA 14 - FLUXOGRAMA DOS TRÊS ÚLTIMOS NÍVEIS DE SEGMENTAÇÃO E CLASSIFICAÇÃO.....	64
FIGURA 15 - GRÁFICO DA TAXA DE MUDANÇA DA VARIÂNCIA LOCAL PARA A PRIMEIRA ETAPA DE SEGMENTAÇÃO.....	65
FIGURA 16 - GRÁFICO DA TAXA DE MUDANÇA DA VARIÂNCIA LOCAL PARA A SEGUNDA ETAPA DE SEGMENTAÇÃO.....	67
FIGURA 17- GRÁFICO DA TAXA DE MUDANÇA DA VARIÂNCIA LOCAL PARA A TERCEIRA ETAPA DE SEGMENTAÇÃO.....	69
FIGURA 18 – EXEMPLOS DE SEGMENTAÇÃO CORRETA E INCORRETA DE FORMAS DE RELEVO.....	71
FIGURA 19 - GRÁFICO DA TAXA DE MUDANÇA DA VARIÂNCIA LOCAL PARA A QUARTA ETAPA DE SEGMENTAÇÃO.....	72
FIGURA 20 - GRÁFICO DA TAXA DE MUDANÇA DA VARIÂNCIA LOCAL PARA A QUINTA ETAPA DE SEGMENTAÇÃO.....	74
FIGURA 21 - GRÁFICO DA TAXA DE MUDANÇA DA VARIÂNCIA LOCAL PARA A SEXTA ETAPA DE SEGMENTAÇÃO.....	76
FIGURA 22 - MAPA DOS PONTOS DE CONFERÊNCIA DE CAMPO.....	78

FIGURA 23 - MAPA DE PADRÕES DE FORMAS DE RELEVO NA CARTA CURITIBA (MI 2842).....	81
FIGURA 24 - OBJETOS DE IMAGEM SEGMENTADOS.....	84
FIGURA 25 - EXEMPLOS DE LIMITES DE OBJETOS DE IMAGEM SEGMENTADOS.....	88
FIGURA 26 – EXEMPLO DE ERRO NA SEGMENTAÇÃO DOS OBJETOS DE IMAGEM.....	90
FIGURA 27 - EFEITO DE BORDA.....	91
FIGURA 28 - GENERALIZAÇÕES CORRETAS.....	93
FIGURA 29 - ERRO DE SEGMENTAÇÃO E CLASSIFICAÇÃO NAS PLANÍCIES FLUVIAIS.....	94
FIGURA 30 - ERRO DE CLASSIFICAÇÃO DE MORROS DECLIVOSOS II.....	95
FIGURA 31 - ERRO DE SEGMENTAÇÃO E CLASSIFICAÇÃO NA TRANSIÇÃO ENTRE MORROS DECLIVOSOS II E MORROS DECLIVOSOS III.....	96
FIGURA 32 - ERRO DE GENERALIZAÇÃO EXCESSIVA.....	97
FIGURA 33 - ERRO DE GENERALIZAÇÃO INSUFICIENTE.....	98
FIGURA 34 - ERRO DE CLASSIFICAÇÃO DOS MORROTES I E MORROTES II...99	
FIGURA 35 - PADRÕES DE FORMAS DE RELEVO NA SUBUNIDADE MORFOESCULTURAL "BLOCOS SOERGUIDOS DO PRIMEIRO PLANALTO"...101	
FIGURA 36 – TRANSIÇÃO ENTRE OS BLOCOS SOERGUIDOS DO PRIMEIRO PLANALTO E AS SUBUNIDADES MORFOESCULTURAIS ADJACENTES.....102	
FIGURA 37 - PADRÃO DE FORMAS DE RELEVO MORROS ALONGADOS (121MO1).....	104
FIGURA 38 - PADRÃO DE FORMAS DE RELEVO MORROS FORTEMENTE ELEVADOS E ALONGADOS (121ME2).....	105
FIGURA 39 - PADRÕES DE FORMAS DE RELEVO NA SUBUNIDADE MORFOESCULTURAL " PLANALTO DE CURITIBA".....	107
FIGURA 40 - PADRÃO DE FORMAS DE RELEVO PLANÍCIES FLUVIAIS (124PLF) NA SUBUNIDADE MORFOESCULTURAL "PLANALTO DE CURITIBA".....	108
FIGURA 41 - PADRÃO DE FORMA DE RELEVO COLINAS ALONGADOS (124COL) NA SUBUNIDADE MORFOESCULTURAL “PLANALTO DE CURITIBA”.....	109
FIGURA 42 - PADRÃO DE FORMA DE RELEVO COLINAS ONDULADAS COM TOPOS PLANOS (124CON) NA SUBUNIDADE MORFOESCULTURAL “PLANALTO DE CURITIBA”.....	111

FIGURA 43 - PADRÃO DE FORMA DE RELEVO MORROTES (124MT1) NA SUBUNIDADE MORFOESCULTURAL “PLANALTO DE CURITIBA”	113
FIGURA 44 - PADRÃO DE FORMA DE RELEVO MORROTES FORTEMENTE ONDULADOS (124MT2) NA SUBUNIDADE MORFOESCULTURAL “PLANALTO DE CURITIBA”	115
FIGURA 45 - PADRÕES DE FORMAS DE RELEVO NA SUBUNIDADE "PLANALTO DO ALTO IGUAÇU"	117
FIGURA 46 - PADRÃO DE FORMA DE RELEVO PLANÍCIES FLUVIAIS (125PLF) NA SUBUNIDADE MORFOESCULTURAL “PLANALTO DO ALTO IGUAÇU”	118
FIGURA 47 - PADRÃO DE FORMA DE RELEVO COLINAS LONGAS (125COL) NA SUBUNIDADE MORFOESCULTURAL “PLANALTO DO ALTO IGUAÇU”	119
FIGURA 48 - PADRÃO DE FORMA DE RELEVO COLINAS ONDULADAS (125CON) NA SUBUNIDADE MORFOESCULTURAL “PLANALTO DO ALTO IGUAÇU”	120
FIGURA 49 - PADRÕES DE FORMAS DE RELEVO NA SUBUNIDADE "PLANALTO DISSECAÇÃO DE TUNAS DO PARANÁ"	121
FIGURA 50 - PADRÃO DE FORMA DE RELEVO PLANÍCIES FLUVIAIS (126PLF) NA SUBUNIDADE MORFOESCULTURAL “PLANALTO DISSECADO DE TUNAS DO PARANÁ”	122
FIGURA 51 - PADRÃO DE FORMA DE RELEVO COLINAS (126COL) NA SUBUNIDADE MORFOESCULTURAL “PLANALTO DISSECADO DE TUNAS DO PARANÁ”	123
FIGURA 52 - PADRÃO DE FORMA DE RELEVO COLINAS ONDULADAS LONGAS (126CON) NA SUBUNIDADE MORFOESCULTURAL “PLANALTO DISSECADO DE TUNAS DO PARANÁ”	125
FIGURA 53 - PADRÃO DE FORMA DE RELEVO MORROTES LONGOS (126MT1) NA SUBUNIDADE MORFOESCULTURAL “PLANALTO DISSECADO DE TUNAS DO PARANÁ”	126
FIGURA 54- PADRÃO DE FORMA DE RELEVO MORROTES FORTEMENTE ONDULADOS (126MT2) NA SUBUNIDADE MORFOESCULTURAL “PLANALTO DISSECADO DE TUNAS DO PARANÁ”	128
FIGURA 55 - PADRÃO DE FORMA DE RELEVO MORROS (126MO1) NA SUBUNIDADE MORFOESCULTURAL “PLANALTO DISSECADO DE TUNAS DO PARANÁ”	130

FIGURA 56 - PADRÃO DE FORMA DE RELEVO MORROS COM FORTES QUEBRAS DE RELEVO (126MO2) NA SUBUNIDADE MORFOESCULTURAL “PLANALTO DISSECADO DE TUNAS DO PARANÁ”	132
FIGURA 57 - PADRÃO DE FORMA DE RELEVO MORROS EXTREMAMENTE ONDULADOS (126MD1) NA SUBUNIDADE MORFOESCULTURAL “PLANALTO DISSECADO DE TUNAS DO PARANÁ”	133
FIGURA 58 - PADRÃO DE FORMA DE RELEVO MORROS DECLIVOSOS (126MD2) NA SUBUNIDADE MORFOESCULTURAL “PLANALTO DISSECADO DE TUNAS DO PARANÁ”	134
FIGURA 59 - PADRÃO DE FORMA DE RELEVO MORROS DECLIVOSOS COM FORTES QUEBRAS DE RELEVO (126MD3) NA SUBUNIDADE MORFOESCULTURAL “PLANALTO DISSECADO DE TUNAS DO PARANÁ”	136
FIGURA 60 - PADRÃO DE FORMA DE RELEVO MORROS ELEVADOS ALONGADOS (126ME1) NA SUBUNIDADE MORFOESCULTURAL “PLANALTO DISSECADO DE TUNAS DO PARANÁ”	137
FIGURA 61 - PADRÃO DE FORMA DE RELEVO MORROS FORTEMENTE ELEVADOS E ALONGADOS (126ME2) NA SUBUNIDADE MORFOESCULTURAL “PLANALTO DISSECADO DE TUNAS DO PARANÁ”	138
FIGURA 62 – PADRÕES DE FORMAS DE RELEVO NA SUBUNIDADE MORFOESCULTURAL “PLANALTO DISSECADO DE RIO BRANCO DO SUL”	139
FIGURA 63 - PADRÃO DE FORMA DE RELEVO MORROTES ALONGADOS (127MT1) NA SUBUNIDADE MORFOESCULTURAL “PLANALTO DISSECADO DE RIO BRANCO DO SUL”	140
FIGURA 64 - PADRÃO DE FORMA DE RELEVO MORROS (127MO1) NA SUBUNIDADE MORFOESCULTURAL “PLANALTO DISSECADO DE RIO BRANCO DO SUL”	141
FIGURA 65 - PADRÃO DE FORMA DE RELEVO MORROS DECLIVOSOS EXTREMAMENTE ONDULADOS (127MD1) NA SUBUNIDADE MORFOESCULTURAL “PLANALTO DISSECADO DE RIO BRANCO DO SUL”	142
FIGURA 66 - PADRÃO DE FORMA DE RELEVO MORROS DECLIVOSOS (127MD2) NA SUBUNIDADE MORFOESCULTURAL “PLANALTO DISSECADO DE RIO BRANCO DO SUL”	144

FIGURA 67 - PADRÃO DE FORMA DE RELEVO MORROS ELEVADOS FORTEMENTE DECLIVOSOS E LONGADOS (127ME1) NA SUBUNIDADE MORFOESCULTURAL “PLANALTO DISSECADO DE RIO BRANCO DO SUL”....	146
FIGURA 68 - PADRÃO DE FORMA DE RELEVO MORROS ELEVADOS LONGADOS (127ME2) NA SUBUNIDADE MORFOESCULTURAL “PLANALTO DISSECADO DE RIO BRANCO DO SUL”.....	147
FIGURA 69 - PADRÕES DE FORMAS DE RELEVO NA SUBUNIDADE MORFOESCULTURAL “PLANALTO DISSECADO DO ALTO RIBEIRA”.....	148
FIGURA 70 - PADRÃO DE FORMA DE RELEVO MORROTES LONGADOS (128MT1) NA SUBUNIDADE MORFOESCULTURAL “PLANALTO DISSECADO DO ALTO RIBEIRA”.....	149
FIGURA 71 - PADRÃO DE FORMA DE RELEVO MORROS (128MO1) NA SUBUNIDADE MORFOESCULTURAL “PLANALTO DISSECADO DO ALTO RIBEIRA”.....	150
FIGURA 72 - PADRÃO DE FORMA DE RELEVO MORROS EXTREMAMENTE ONDULADOS E LONGADOS (128MD1) NA SUBUNIDADE MORFOESCULTURAL “PLANALTO DISSECADO DO ALTO RIBEIRA”.....	152
FIGURA 73 - PADRÃO DE FORMA DE RELEVO MORROS DECLIVOSOS LONGADOS (128MD2) NA SUBUNIDADE MORFOESCULTURAL “PLANALTO DISSECADO DO ALTO RIBEIRA”.....	153
FIGURA 74 - PADRÃO DE FORMA DE RELEVO MORROS DECLIVOSOS COM FORTES QUEBRAS DE RELEVO (128MD3) NA SUBUNIDADE MORFOESCULTURAL “PLANALTO DISSECADO DO ALTO RIBEIRA”.....	154
FIGURA 75 - PADRÃO DE FORMA DE RELEVO MORROS ELEVADOS FORTEMENTE DECLIVOSOS E LONGADOS (128ME1) NA SUBUNIDADE MORFOESCULTURAL “PLANALTO DISSECADO DO ALTO RIBEIRA”.....	155
FIGURA 76 - PADRÃO DE FORMA DE RELEVO MORROS ELEVADOS LONGADOS (128ME2) NA SUBUNIDADE MORFOESCULTURAL “PLANALTO DISSECADO DO ALTO RIBEIRA”.....	157
FIGURA 77 - PADRÕES DE FORMAS DE RELEVO NA SUBUNIDADE MORFOESCULTURAL “PLANÍCIAS FLUVIAIS”.....	158
FIGURA 78 - PADRÃO DE FORMA DE RELEVO PLANÍCIAS FLUVIAIS (352PLF) NA SUBUNIDADE MORFOESCULTURAL “PLANÍCIAS FLUVIAIS”.....	159

LISTA DE TABELAS

TABELA 1 – MÉTODOS PARA A DEFINIÇÃO DO TAMANHO DO PIXEL E SUAS RESPECTIVAS EQUAÇÕES.....	37
TABELA 2 - REGRA DE CLASSIFICAÇÃO DAS PLANÍCIES FLUVIAIS EQUAÇÕES	66
TABELA 3 - REGRA DE CLASSIFICAÇÃO PARA AS ÁREAS DE BAIXA DISSECAÇÃO.....	68
TABELA 4 - REGRA DE CLASSIFICAÇÃO PARA AS ÁREAS DE BAIXA DISSECAÇÃO.....	69
TABELA 5 - REGRA DE CLASSIFICAÇÃO DA QUARTA ETAPA.....	73
TABELA 6 - REGRA DE CLASSIFICAÇÃO DA QUINTA ETAPA.....	75
TABELA 7 - REGRA DE CLASSIFICAÇÃO DA SEXTA ETAPA.....	77
TABELA 8 – ETAPAS DE SEGMENTAÇÃO E INFORMAÇÕES SOBRE O TAMANHO DOS SEUS RESPECTIVOS OBJETOS DE IMAGEM.....	85
TABELA 9 – PADRÕES DE FORMAS DE RELEVO E INFORMAÇÕES SOBRE O TAMANHO DOS SEUS RESPECTIVOS OBJETOS DE IMAGEM.....	86
TABELA 10 – RELAÇÃO DOS PADRÕES DE FORMAS DE RELEVO E RESPECTIVAS ÁREAS.....	91

LISTA DE ABREVIATURAS OU SIGLAS

ALOS	- <i>Advanced Land Observing Satellite</i>
ASTER	- <i>Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflectance Radiometer</i>
ESP	- <i>Estimator of Scale Parameter</i>
IPT	- Índice de Posição Topográfico
IRT	- Índice de Rugosidade do Terreno
ITU	- Índice Topográfico de Umidade
LiDAR	- <i>Light Detection and Rangins</i>
MDE	- Modelo Digital de Elevação
MDT	- Modelo Digital de Terreno
PS	- Parâmetro de Escala
SRTM	- <i>Shuttle Radar Topography Thermal</i>
TIN	- Rede Irregular Triangular

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO.....	18
1.1 PROBLEMA DE PESQUISA E HIPÓTESE.....	19
1.2 OBJETIVOS.....	21
1.2.1 Objetivo geral.....	21
1.2.2 Objetivos específicos.....	21
1.3 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	22
2 REVISÃO DE LITERATURA.....	29
2.1 CARTOGRAFIA GEOMORFOLÓGICA.....	29
2.1.1 Classificação taxonômica de Ross.....	31
2.2 GEOMORFOMETRIA.....	34
2.2.1 Modelos digitais de terreno e atributos topográficos.....	35
2.2.2 Geomorfometria no âmbito da cartografia geomorfológica.....	38
2.3 CLASSIFICAÇÃO DO RELEVO BASEADA EM SEGMENTAÇÃO.....	40
2.3.1 Segmentação multiresolucional.....	44
2.3.1.1 Segmentação multiresolucional aplicada à cartografia geomorfológica.....	48
3 MATERIAIS E MÉTODOS.....	55
3.1 AQUISIÇÃO DO MODELO DIGITAL DE TERRENO.....	55
3.2 CÁLCULO DOS ATRIBUTOS TOPOGRÁFICOS.....	55
3.3 CLASSIFICAÇÃO DOS PADRÕES DE FORMAS DE RELEVO (4º TÁXON).....	60
3.3.1 Definição e identificação dos padrões de formas de relevo.....	60
3.3.2 Segmentação e classificação.....	62
3.3.2.1 Primeira etapa de segmentação e classificação.....	64
3.3.2.2 Segunda e terceira etapas de segmentação e classificação.....	66
3.3.2.3 Quarta, quinta e sexta etapas de segmentação e classificação.....	70
3.4 CONFERÊNCIA DOS RESULTADOS.....	77
3.5 CONSTRUÇÃO DA LEGENDA GEOMORFOLÓGICA.....	78
4 RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	80
4.1 MAPEAMENTO DOS PADRÕES DE FORMAS DE RELEVO.....	80
4.2 SEGMENTAÇÃO MULTIRESOLUCIONAL APLICADA AO MAPEAMENTO DE PADRÕES DE FORMAS DE RELEVO – POTENCIALIDADES E LIMITAÇÕES.....	82
4.3 CARACTERIZAÇÃO DOS PADRÕES DE FORMAS DE RELEVO.....	100
4.3.1 BLOCOS SOERGUIDOS DO PRIMEIRO PLANALTO.....	101

4.3.2 PLANALTO DE CURITIBA.....	106
4.3.3 PLANALTO DO ALTO IGUAÇU.....	116
4.3.4 PLANALTO DISSECADO DE TUNAS DO PARANÁ.....	120
4.3.5 PLANALTO DISSECADO DE RIO BRANCO DO SUL.....	138
4.3.6 PLANALTO DISSECADO DO ALTO RIBEIRA.....	148
4.3.7 PLANÍCIES FLUVIAIS.....	157
5 CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	160
REFERÊNCIAS.....	162

1 INTRODUÇÃO

A geomorfometria, que é o campo do conhecimento caracterizado como o “estudo quantitativo da topografia” (PIKE, 2000, p. 1) experimenta, desde as décadas de 1970, o desenvolvimento em ambiente digital proporcionado pelo surgimento de diversas ferramentas geotecnológicas e a farta disponibilização de dados de elevação por meio dos Modelos Digitais de Elevação (MDEs) (PIKE et al., 2009). A sua aplicação, a partir dos modelos de elevação e os parâmetros deles calculados, apresenta potencialidade em uma série de áreas do conhecimento, como, por exemplo, na geomorfologia (EL-SHEIMY et al., 2005; EHSANI; QUIEL, 2008; HENGL; REUTER, 2009; BISHOP et al., 2012), e mais especificamente na classificação de formas de relevo e na cartografia geomorfológica (EHSANI; QUIEL, 2008; IWAHASHI; PIKE, 2007; HENGL; MACMILLAN, 2009; BISHOP et al., 2012).

Neste contexto, uma série de técnicas automatizadas baseadas em abordagens quantitativas e em ambiente digital (abordagem geomorfométrica), foram desenvolvidas e aplicadas objetivando a classificação de formas de relevo e elementos do relevo das mais diversas naturezas e escalas (HENGL; MACMILLAN, 2009; MACMILLAN; SHARY, 2009). Segundo Dragut e Eisank (2011), a maioria destas técnicas consiste na classificação orientada ao pixel. Assim, os pixels, de forma individualizada, são primeiramente classificados e em seguida agrupados, para assim definir a extensão das formas de relevo.

Entretanto, outro grupo de técnicas geomorfométricas trabalham por meio da classificação orientada ao objeto. Nestas técnicas, primeiramente são segmentados objetos de imagem a partir da agregação de pixels em regiões discretas e homogêneas, levando em consideração suas características espaciais e espectrais (VERHAGEN; DRAGUT, 2012). Então, em seguida, estes objetos de imagem são classificados segundo critérios geomorfométricos ou texturais (CAMARGO *et al.*, 2009).

Segundo Dragut e Blaschke (2006), o processo de segmentação dos objetos de imagem é realizado mais comumente a partir da aplicação do algoritmo de segmentação multiresolucional (BAATZ; SCHAPE, 2000). Este algoritmo é baseado na combinação de procedimentos de crescimento de regiões e detecção de bordas, levando em consideração critérios de heterogeneidade espectral (cor), heterogeneidade espacial (forma) e o parâmetro de escala para a definição do grau

de homogeneidade dos objetos de imagem segmentados (BAATZ; SCHAPE, 2000). Quando comparado aos demais algoritmos, a segmentação multiresolucional apresenta resultados mais homogêneos, possibilitando assim uma segmentação mais uniforme, detectando melhor as descontinuidades morfológicas do relevo, se mostrando assim mais sensível às variações do relevo local (VAN NIERKERK et al, 2010).

O algoritmo de segmentação multiresolucional vem sendo empregado com sucesso na análise de MDE e classificação de formas de relevo (DRAGUT; EISANK, 2011). Ele segmenta candidatos a objetos de formas de relevo e subsequentemente objetos de formas de relevo a partir de dados de elevação (DRAGUT; BLASCHKE, 2006), permitindo que se leve em consideração a estrutura hierárquica do relevo por meio da análise multiescalar (BURNETT; BLASCHKE, 2003; TEDESCO et al., 2014), e o uso de lógica *fuzzy* (ASSELEN; SEIJMONSBERGEN, 2006; DRAGUT; BLASCHKE, 2006; CAMARGO et al. 2009; TEDESCO, 2014).

Neste contexto, o emprego de segmentação multiresolucional surge como opção viável para o mapeamento semiautomatizado de formas de relevo. Deste modo, esta pesquisa tem como objetivo desenvolver e avaliar uma técnica geomorfométrica baseadas no uso de segmentação multiresolucional para o mapeamento de formas de relevo no 4º nível taxonômico, adequado à proposta de classificação taxonômica de Ross (1992), na escala 1:100.000. O recorte de estudo adotado para o experimento foi a área da carta Curitiba (MI 2842) na escala 1:100.000, localizada na porção leste do estado do Paraná, composta por municípios situados ao norte de Curitiba. A justificativa para a escolha da área foi em razão de que ela se configura como uma região com grande diversidade geomorfológica, além da proximidade para a realização de atividades de campo.

1.1 PROBLEMA DE PESQUISA E HIPÓTESE

Técnicas baseadas na modelagem digital do relevo têm sido largamente empregadas no mapeamento de formas de relevo. Uma das recentes aplicações destas técnicas vem sendo efetuada no âmbito do projeto de Mapeamento Geomorfológico do Estado do Paraná, no mapeamento de padrões de formas de relevo na escala 1:100.000, adequados ao 4º táxon da propostas metodológica de Ross (1992). Estes esforços se configuram como a continuidade do mapeamento

publicado em 2006, que mapeou a geomorfologia paranaense até o 3º táxon, representado na escala 1:250.000, (OKA-FIORI et al., 2006).

Os resultados testados em áreas testes pelos trabalhos de Bortolini et al. (2017), Bortolini et al. (2018) e Gomes et al. (2018), visando a classificação do 4º táxon, demonstraram fidedignidade à realidade de campo, além de redução da subjetividade envolvida no processo de delimitação das formas de relevo em comparação as técnicas tradicionais de mapeamento. A técnica geomorfométrica semiautomatizada empregada nestes trabalhos consiste na discretização e combinação dos atributos topográficos amplitude altimétrica e média de declividade em cada uma das unidades do 3º táxon, se caracterizando assim como uma classificação orientada ao pixel.

Porém, a técnica empregada requereu a utilização de grande quantidade de regras de classificação, além de limitar sua aplicação à necessidade da existência de um mapeamento do 3º táxon na área a ser mapeada. Ademais, foram necessários alguns ajustes por interpretação visual para corrigir erros denominados como “efeito de borda”, que ocorrem quando o diâmetro de análise de vizinhança utilizado para calcular os atributos topográficos é consideravelmente superior ou inferior ao diâmetro de uma forma de relevo a ser mapeada (BORTOLINI et al., 2017, 2018; GOMES et al., 2018).

Neste contexto, técnicas de classificação orientada ao objeto surgem como possibilidade no avanço do mapeamento digital dos padrões de forma de relevo devido a potencialidades como: resultados mais próximos a realidade de campo, devido a generalização que evita a classificação de pixels isolados (WILLHAUCK, 2000); a possibilidade da utilização de regras de classificação baseadas nas relações topológicas entre objetos (ANDERS et al., 2011); além de permitir a análise levando em consideração a estrutura hierárquica do relevo por meio da análise multiescalar (BURNETT; BLASCHKE, 2003; TEDESCO, 2015). Isso se deve ao fato de que os objetos de imagem apresentam significado no mundo real (BLASCHKE et al., 2014). Os objetos de imagem fornecem mais informações do que um pixel individualmente, sendo que estas informações podem ser utilizadas em análises estatísticas e classificações de dados *raster* (BENZ et al., 2004; ASSELEN; SEIJMONSBERGEN, 2006). Estas potencialidades são demonstradas em aplicações no mapeamento de formas de relevo das mais diversas naturezas e

escalas, conforme Dragut e Blaschke (2006), Camargo *et al.* (2009), Dragut e Eisank (2012) e Tedesco *et al.* (2014).

Neste contexto de potencialidades das técnicas citadas, verifica-se a possibilidade do desenvolvimento de uma técnica geomorfométrica, baseada no uso da segmentação multiresolucional, para o mapeamento digital de formas de relevo no 4º nível taxonômico, adequados à proposta de classificação taxonômica de Ross (1992), sem a dependência da existência do mapeamento das unidades do 3º táxon para o estabelecimento de critérios e parâmetros.

A escolha da proposta taxonômica de Ross (1992) se justifica pelo fato desta ser uma das classificações geomorfológicas mais empregadas no Brasil, utilizada em mapeamentos sistemáticos em nível estadual, como em São Paulo (ROSS; MOROZ, 1997), Paraná (OKA-FIORI *et al.*, 2006) e Rio Grande do Norte (DINIZ *et al.*, 2017). Por sua vez, a escolha do 4º táxon em específico se justifica por ser o nível taxonômico em que os trabalhos de mapeamento geomorfológico do Paraná se concentram atualmente.

Por fim, no contexto do problema de pesquisa, a hipótese para este trabalho é que: a partir do emprego de segmentação multiresolucional é possível mapear formas de relevo adequadas ao 4º nível taxonômico da proposta de Ross (1992), sem a dependência dos limites das unidades do 3º nível taxonômico para o estabelecimento de critérios e parâmetros, e apresentando resultados fidedignos com a realidade de campo.

1.2 OBJETIVOS

1.2.1 Objetivo geral

- Desenvolver e avaliar uma técnica baseada no emprego de segmentação multiresolucional para o mapeamento digital de formas de relevo no 4º nível taxonômico geomorfológico, adequado à classificação taxonômica de Ross (1992).

1.2.2 Objetivos específicos

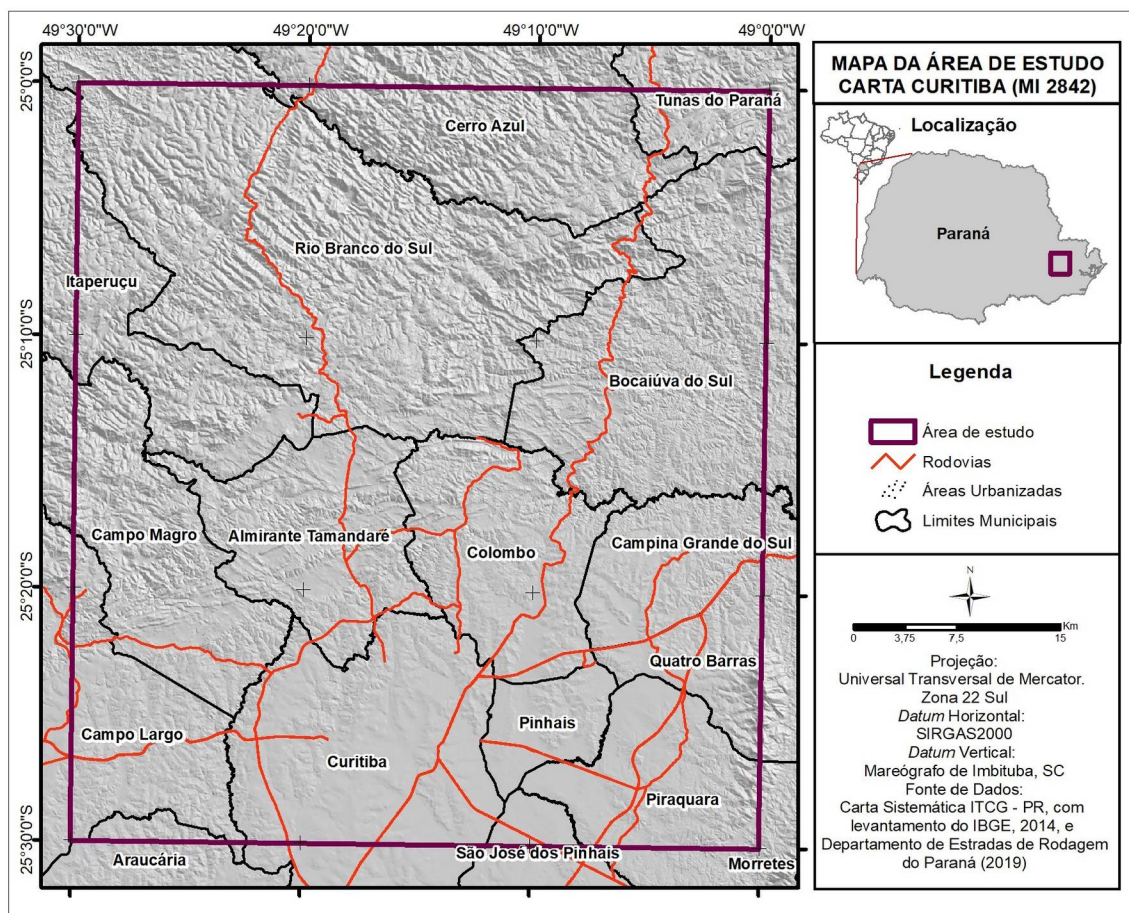
- Mapear o 4º nível taxonômico, adequado à proposta de classificação taxonômica de Ross (1992), a partir do emprego de segmentação multiresolucional;

- Avaliar os resultados obtidos a partir do mapeamento e discutir as potencialidades e limitações da segmentação multiresolucional;
- Apresentar as formas de relevo mapeadas, relacionando-as com as unidades do 3º táxon as quais estão inseridas, e descrever suas características morfológicas e morfogenéticas.

1.3 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

O recorte de estudo é a área da carta Curitiba (MI 2842), na escala 1:100.000, e está localizada na porção leste do estado do Paraná, ocupando área de 2.709 km² (FIGURA 1). Esta área foi escolhida para o desenvolvimento desta pesquisa devido a sua variedade e complexidade de características geológicas e geomorfológicas, além de apresentar fácil acesso à realização de campanhas de campo.

FIGURA 1 - LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.

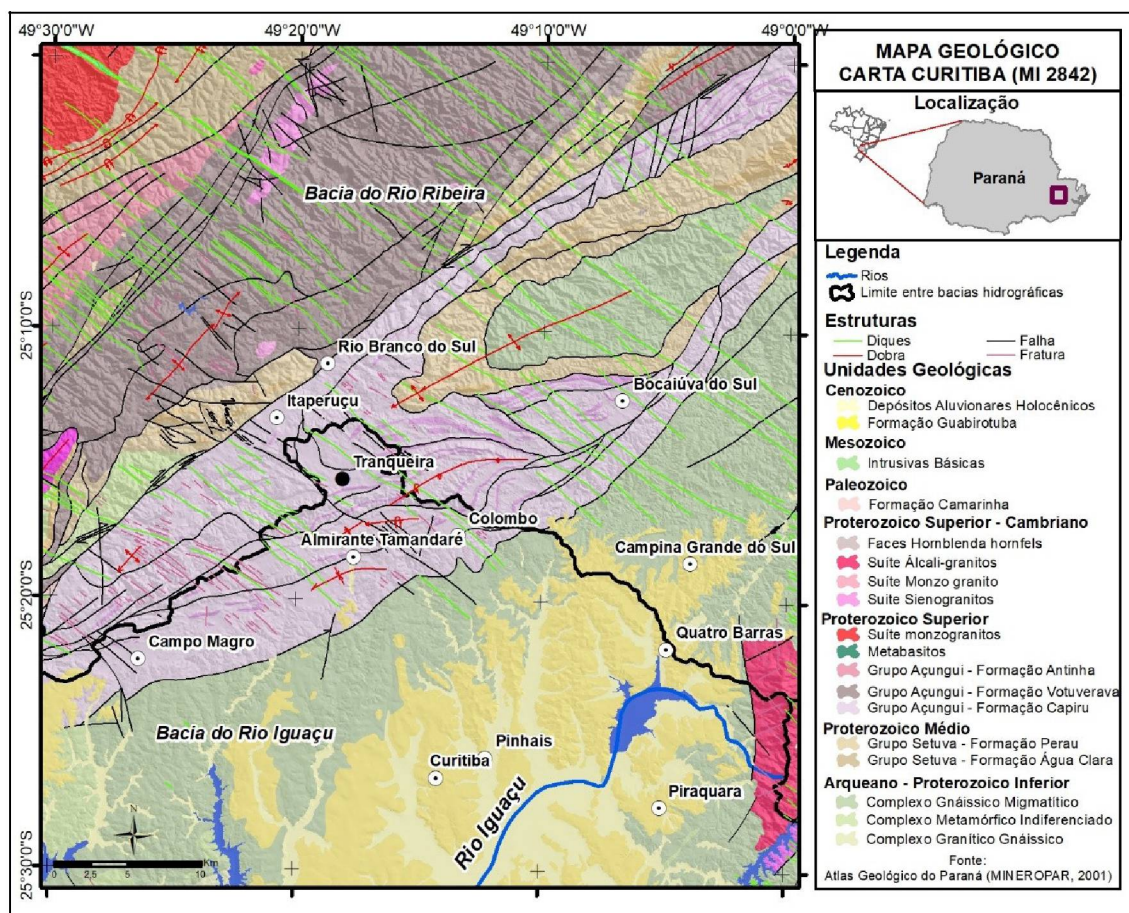


FONTE: Autor (2019).

Em relação aos aspectos geológicos, a área está contida no chamado "Escudo Paranaense", que é caracterizado por ser constituído pelas rochas mais antigas do estado do Paraná. O recorte de estudo é composto majoritariamente por rochas cristalinas, ígneas e metamórficas, além de uma porção recoberta por sedimentos e a presença de intrusões de rochas básicas do Mesozoico (MINEROPAR, 2001).

As áreas de ocorrência de rochas cristalinas, ígneas e metamórficas, que estão presentes nas porções central e norte da carta, são compostas principalmente por rochas das unidades geológicas do Grupo Açungui (de idade do Proterozoico Superior), do Grupo Setuva (de idade do Proterozoico Médio) e do Complexo Gnáissico-Migmatítico (de idade do Proterozoico Inferior) (FIGURA 2) (MINEROPAR, 2001).

FIGURA 2 - MAPA GEOLÓGICO DA ÁREA DE ESTUDO.



FONTE: Adaptado de Mineropar (2001)

O Grupo Açungui foi formado no Proterozoico Superior (~1,0 bilhão de anos), a partir dos processos de aberturas de oceanos com a consequente formação de bacias vulcano-sedimentares. Este grupo é apresentada na área de estudo as seguintes formações: Formação Capiuru, Formação Votuverava e Formação Antinha. (MINEROPAR, 2001). A Formação Capiuru é composta predominantemente por metadolomitos, que resultam em feições cársticas (MINEROPAR, 2001) filitos e quartzitos e, secundariamente, por filitos grafitosos, metassiltitos e metamargas. O relevo presente nesta formação é caracterizado por áreas positivas de cabeços de estratos e espigões, originados principalmente por quartzitos e filitos intercalados; e por pequenas planícies deprimidas e vales alongados, com desenvolvimento preferencial na direção NE-SW, correspondentes as áreas com predominância de rochas carbonáticas (ROSA FILHO, GUARDA, 2008).

A Formação Votuverava consiste predominantemente de metapelitos rítmicos (ardósias, filitos e xistos finos), além de grande número de corpos de metabasitos e rochas metavulcânicas e ocorrências subordinadas e locais de quartzito, rochas calciossilicáticas, mármore e metaconglomerados oligomítico (FIORI; GASPAS, 1993; FALEIROS, 2008). Por sua vez, a Formação Antinha é composta por um pacote de metassedimentos clásticos (FIORI, 1992; FIORI; GASPAS, 1993), dentre estes metassiltitos, metarenitos e metacalcários e raramente metaconglomerados, estando presentes especificamente na área de estudo metassiltitos rítmicos (MINEROPAR, 2001).

Entre porções de áreas do Grupo Açungui, aparece o Grupo Setuva. Esta unidade geológica possui uma gênese mais antiga se comparado ao Grupo Açungui (1,4 bilhão de anos), entretanto ligada também a processos de abertura de oceanos, a partir da deposição de sedimentos em ambientes litorâneos e de águas rasas até profundas (MINEROPAR, 2001). O Grupo Setuva é constituído por associações de rochas metassedimentares e metavulcano-sedimentares com metarenitos, metapelitos, metacalcários manganésíferos, metatufos, vulcânicas andesíticas a basálticas e metachert ferrífero entre outras (OLIVEIRA *et al.*, 2002). Na área de estudo, o grupo é subdividido na Formação Perau (basal) e na Formação Água Clara (topo) (FASSBINDER, 1990), sendo a primeira composta por calcoxistos, mármore, micaxistos, metatufos básicos e rochas manganésíferas, e a segunda composta por calcoxistos, micaxistos, metabasitos, anfibolitos e quartzitos (MINEROPAR, 2001).

Na porção centro-sul e na porção central as unidades geológicas predominantes são o Complexo Gnáissico-Migmatítico e o Complexo Metamórfico Indiferenciado. O primeiro é composto por migmatitos (estromáticos, homogêneos e oftálmicos), gnáisses, xistos feldspáticos, mica-quartzo xisto, ultrabásito, metabasitos e anfibolito; o segundo é composto por microgranitos, gnáisses, xistos feldspáticos com gradação para quartzitos, anfibolitos, metabasitos, quartzitos, serpentina talco xistos, metacherts, biotita-muscovita xistas, entre outras (MINEROPAR, 2001).

Dentre as rochas mais recentes (Proterozoico Superior - Cambriano), se destacam a presença de importantes blocos graníticos que sustentam relevos mais elevados. O primeiro é o Granito Anhangava, localizado na porção sudeste do recorte, sendo este um maciço constituído por sienogranitos, por diferentes tipos de álcali-feldspatos granito, além de sienitos e quartzo-sienitos (KAUL, 1997). Outros blocos graníticos de destaque são o Granito Cerne, o Granito Rio Abaixo, o Granito Pula Sapo, e o Granito Piedade, que são formados por suítes sienogranitos; e o Granito Taici, formado por suíte monzo granito. Já um pouco mais antigo que os demais corpos graníticos (datado do Proterozoico Superior), estando localizado no noroeste da área de estudo e dando sustentação a um relevo mais baixo que o entorno, está o Granito Três Córregos, que é formado por suíte monzogranitos (MINEROPAR, 2001).

Na porção sul estão localizadas as rochas mais recentes da área de estudo (MINEROPAR, 2001). Esta área está inserida na Bacia Sedimentar de Curitiba, que se apresentam como áreas rebaixadas em relação ao entorno e que recebeu sedimentos provindos da Serra do Mar e dos planaltos sustentados pelas rochas do Complexo Gnáissico-Migmatítico e pelo Grupo Açungui. Esta bacia sedimentar está assentada sobre o embasamento cristalino do Complexo Atuba, que é pertencente ao Complexo Gnáissico-Migmatítico. Na área de estudo estão presentes duas das unidades sedimentares que compõe a Bacia Sedimentar de Curitiba: a Formação Guabirotuba e os Depósitos Aluvionares Holocênicos (SALAMUNI *et al.*, 1999; SALAMUNI *et al.*, 2013).

A Formação Guabirotuba é uma unidade formada por depósitos datados do Cenozoico, entre o Mioceno e o Plioceno. É composta por argilas inconsolidadas, depósitos de lamas, depósitos carbonáticos (caliches), depósitos arcossianos, areias arcossianas e depósitos rudáceos (cascalheiras) (SALAMUNI *et al.*, 1999),

geralmente inconsolidados ou quando muito, endurecidos por soluções de carbonato de cálcio, geralmente em lentes arenosas (caliche) (SALAMUNI *et al.*, 2013).

Já os Depósitos Aluvionares Holocênicos, são caracterizados como os depósitos das planícies de inundação e os baixos terraços, depositados invariavelmente sobre as formações Guabirotuba e sobre o Complexo Atuba. Estes depósitos consistem em bolsões de argila, areia e de seixos subangulares e subarredondados predominantemente de quartzo e quartzito com espessura variável desde poucos decímetros até mais de um metro (SALAMUNI *et al.*, 2013).

Quanto às estruturas geológicas, a Carta Curitiba é caracterizada pela presença de diques e fraturas dispostas paralelamente e com orientação na direção geral NW-SE, e falhas e dobras com orientação principal na direção geral NE-SW (MINEROPAR, 2001).

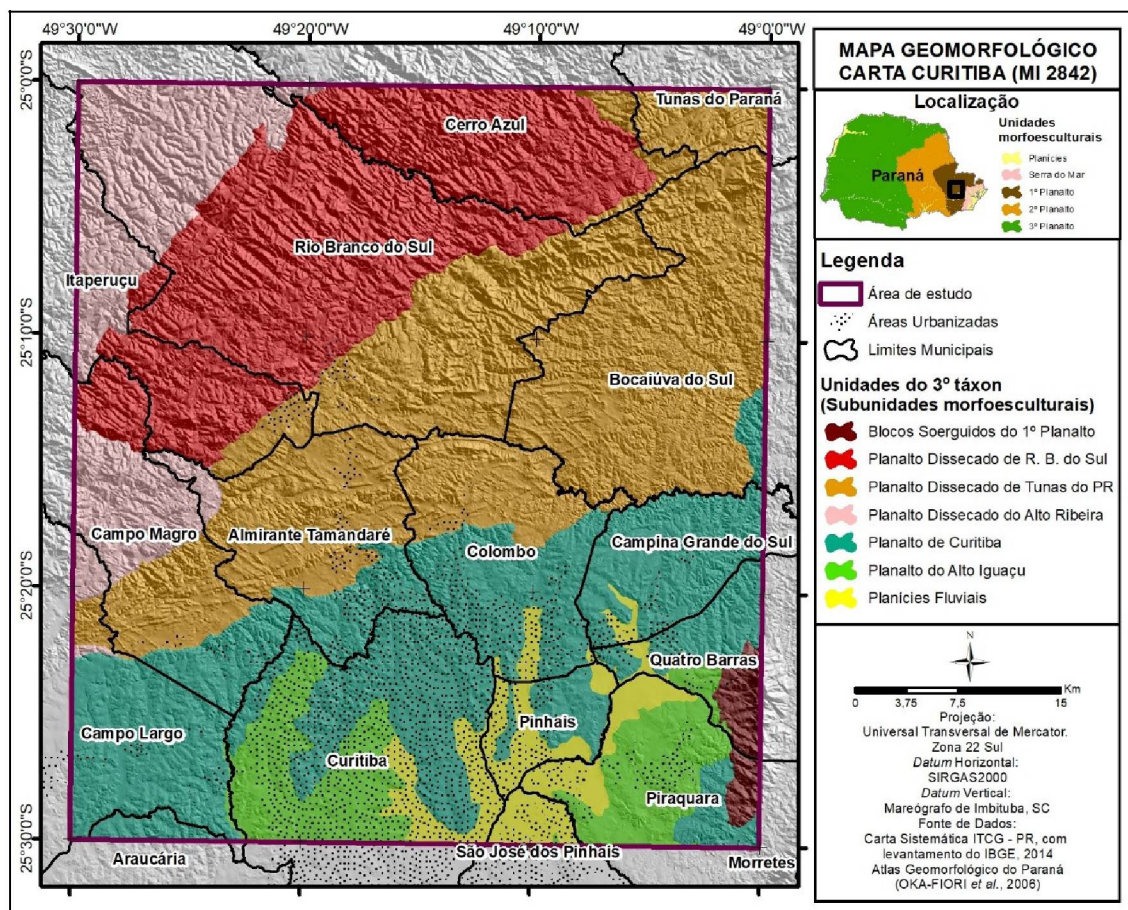
Os diques e fraturas com direção NW-SE estão ligados aos movimentos orogênicos positivos relacionados ao Arqueamento de Ponta Grossa (FIORI, 1992), possuindo orientação paralela ou subparalela ao eixo do Arco (RAPOSO; ERNESTO, 1989). A origem do Arqueamento de Ponta Grossa, e consequentemente destas estruturas, está ligada ao processo de separação dos continentes sul-americano e africano, que desenvolveu uma série de falhas e fraturas sobre as rochas de cobertura metassedimentares a partir da reativação de antigas linhas de fraqueza no embasamento (FASSBINDER, 1990). Posteriormente, no período Juro-Cretáceo, os eventos de magmatismo basáltico preencheram com microgabro a maioria destas falhas e fraturas, formando os diques. Apenas uma minoria destas fraturas permaneceu sem preenchimento algum (MINEROPAR, 2001).

Outras estruturas geológicas que se destacam na área de estudo são as falhas orientadas na direção geral NE-SW. As duas principais na área de estudo são as Falhas da Lancinha e de Morro Agudo. Estas falhas estão associadas ao Sistema Transcorrente da Lancinha, que é composto por falhas transcorrentes, ditas principais, e por diversas estruturas secundárias, como as dobras escalonadas e falhas sintéticas e antiéticas (FIORI, 1992).

Em relação aos aspectos geomorfológicos, como consta no atlas geomorfológico do estado do Paraná (FIGURA 3), a área da Carta Curitiba está inserida na unidade morfoescultural (1º táxon) "Cinturão Orogênico do Atlântico" e uma menor porção na unidade "Bacias Sedimentares Cenozoicas e Depressões

Tectônicas”; assim como nas unidades morfoesculturais (2º táxon), estando inserida no “Primeiro Planalto Paranaense” e em uma menor porção nas “Planícies”. Em relação ao 3º táxon) estão presentes na área sete subunidades morfoesculturais (OKA-FIORI *et al.*, 2006; SANTOS *et al.*, 2006).

FIGURA 3 - MAPA GEOMORFOLÓGICO DA ÁREA DE ESTUDO.



FONTE: O autor (2020)

Em uma escala mais detalhada, Bortolini *et al.* (2018) mapearam e discutiram os padrões de formas de relevo (4º táxon), identificando um predomínio de padrões mais dissecados (como morrotes e variados tipos de morros) na porção centro-norte da área, que coincidem com a área da Bacia do Rio Ribeira-Iguaçu. Entretanto, na porção sul, coincidente com a Bacia do Rio Iguaçu, juntamente com trabalhos anteriores de Salamuni *et al.* (2004) e Salamuni *et al.* (2013), é identificado o predomínio de padrões de formas de relevo menos dissecados, com características de colinas ou de planícies.

No que se refere à morfogênese do relevo da área de estudo, o mapeamento geomorfológico do Projeto RadamBrasil (COSTA *et al.*, 1983)

identificou áreas com origem a partir de processos de agradação, como a planície do Rio Iguaçu, e áreas com origem a partir de processos de dissecação homogênea ou estrutural. As áreas morfogeneticamente estruturais estão localizadas na porção norte-noroeste da carta, e estão associadas a presença do enxame de diques de diabásio na direção NW-SE (COSTA *et al.*, 1983). Há também áreas controladas pela litologia, como por exemplo os picos que se apresentam como *hog-backs* orientados na direção NE-SW, que são controlados pelos quartzitos da Formação Capiru (ROSA FILHO; GUARDA, 2008; SALAMUNI *et al.*, 2013) e os relevos residuais do Granito Anhangava (COSTA *et al.*, 1983).

Por fim, em relação a sua hidrologia, a área de estudo apresenta duas grandes bacias hidrográficas do Paraná: do rio Ribeira e do rio Iguaçu (FIGURA 2). A bacia hidrográfica do Ribeira drena em direção ao oceano Atlântico, enquanto a bacia do rio Iguaçu drena em direção ao continente, desaguando no Rio Paraná. É marcante na comparação entre as duas áreas a diferença de amplitude entre a altitude média destas em relação ao nível de base, pois a área da bacia do Ribeira apresenta maior amplitude quando comparada à área da bacia do Iguaçu, além da primeira se localizar a uma menor distância de seu nível de base.

2 REVISÃO DE LITERATURA

2.1 CARTOGRAFIA GEOMORFOLÓGICA

Para Otto e Smith (2013, p. 1), “os mapas geomorfológicos podem ser considerados inventários gráficos de uma paisagem retratando formas de relevo e materiais de superfície, bem como de subsuperfície”. Estes devem representar informações acerca da morfometria, morfografia, morfodinâmica e cronologia do relevo (COLTRINARI, 1984), além levar em conta na delimitação das feições os processos genéticos, composição e estrutura, associações com sistemas ambientais (como o uso da terra, solos, ecologia) e relações topológicas espaciais das formas de relevo (BISHOP et al., 2012).

O desenvolvimento da ciência da cartografia geomorfológica se deu a partir de diferentes países e escolas, predominantemente entre as décadas de 1960 e 1980 (GRIFFITHS et al., 2011). Existe assim grande diversidade de propostas metodológicas de legendas para representar as feições geomorfológicas, sendo isto em parte resultado da existência de diferentes configurações de relevos (VERSTAPPEN, 2011), que impõem a necessidade da elaboração de uma legenda que considere cores e símbolos para representar uma quantidade numerosa de formas de diferentes dimensões, origens e idades para todo o mundo (KLIMASZEWSKI, 1982). Ross (1992) comenta que também a variação das formas de relevo e suas dimensões conforme a escala de análise causa dificuldade para se encontrar um modelo adequado para a representação gráfica. Neste sentido, Gustavsson et al. (2006) citam que ou as legendas enfatizam a representação de alguns elementos em detrimento de outros, ou as legendas se tornam ilegíveis. Deste modo, a ideia de uma legenda geomorfológica padronizada se torna ambiciosa, mas difícil de ser praticada (KLIMASZEWSKI, 1982).

Neste contexto, diferentes escolas desenvolveram propostas de legendas geomorfológicas distintas, e que segundo Ross (1992), acabam sempre por privilegiar a representação de um dos elementos do relevo. Por exemplo, as propostas de legenda geomorfológica polonesa, russa, romena e alemã consideram a morfologia como o elemento básico para representação. Por sua vez, as propostas francesa, tchecoslovaca e húngara privilegiam informações litológicas-estruturais

como elemento básico, informando sobre a relação entre as formas do relevo e a estrutura do substrato (KLIMASZEWSKI, 1982).

Segundo Dramis et al. (2011), a questão de escala é uma das principais questões a serem trabalhadas no mapeamento geomorfológico. A escala possui relação direta com as características (como a dimensão e a idade) das feições geomorfológicas que serão mapeadas, e seus respectivos mapeamentos requerem procedimentos metodológicos específicos. Por exemplo, trabalhando neste sentido, Baker (1986) (apud DRAMIS e al., 2011) descreveu a relação entre as escalas espacial e temporal, onde as dimensões das feições do relevo estão diretamente ligadas à idade. Ou seja, feições de grandes dimensões são mais antigas que feições de pequenas dimensões.

Outra proposição que visa relacionar as escalas espacial e temporal é a proposta de classificação taxonômica de Tricart (1965), associando unidades de superfície a diferentes escalas temporais. Nesta mesma direção vai o trabalho de Mescerjakov (1968), que apresenta os conceitos de morfotecturas, morfoestruturas e morfoesculturas segundo diferentes ordens espaciais.

Baseado nos conceitos de Mescerjakov (1968), Ross (1992) desenvolveu uma classificação taxonômica que propõe seis níveis taxonômicos para a classificação hierárquica do relevo. A classificação parte de um primeiro táxon que representa feições do relevo de maior dimensão e idade, resultado de maior influência de processos endógenos; até o sexto táxon, que representa feições do relevo de menor dimensão e idade, resultado de maior influência de processos exógenos.

Mais recentemente, com o advento das geotecnologias e dos Sistemas de Informações Geográficas (SIGs), uma série de trabalhos vem discutindo a cartografia geomorfológica no contexto dos ambientes digitais. Alguns destes trabalhos vão na linha de proposições de legendas geomorfológicas adaptadas ao ambiente SIG, como o exemplos de Gustavsson et al. (2006) e Gustavsson e Kolstrup (2009), que propõem e testam, respectivamente, legendas a partir da aplicação em uma única escala de representação e a partir da aplicação por meio de uma lógica multiescalar. Por outro lado, algumas discussões se atêm a outros aspectos, como por exemplo, Otto e Smith (2013), que refletem acerca da apresentação dos produtos cartográficos no ambiente digital e acerca da

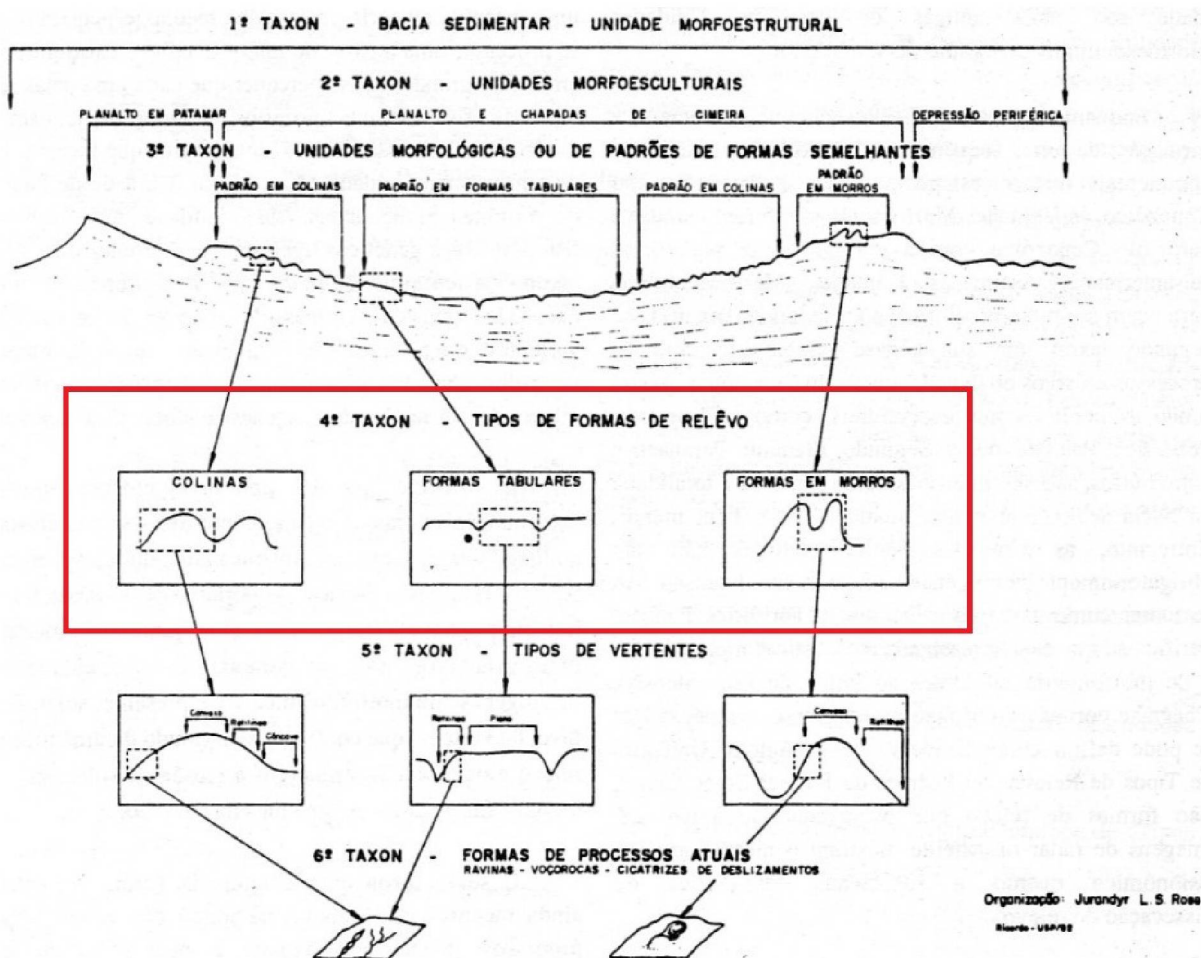
disponibilização *online* deste produtos por meio de aplicações WebGIS e por meio de arquivos com formato GeoPDFs.

2.1.1 Classificação taxonômica de Ross

Uma destas contribuições metodológicas à cartografia geomorfológica no Brasil foi a classificação taxonômica de Ross (1992), que considera o relevo em seis níveis taxonômicos. Esta proposta é influenciada pelas contribuições de Penck (1953) através do antagonismo da atuação das forças endógenas e exógenas no processo de formação do relevo, e de Mescerjakov (1968), Gerassimov e Mescherikov (1968) através dos conceitos de morfotextura, morfoestrutura e morfoescultura.

Os seis níveis taxonômicos da metodologia são (FIGURA 4): 1) 1º táxon: unidades morfoestruturais; 2) 2º táxon: unidades morfoesculturais; 3) 3º táxon: unidades de padrões de formas semelhantes; 4) 4º táxon: formas de relevo individualizadas inseridas em cada Unidade de Padrão de Formas Semelhantes; 5) 5º táxon: "vertentes ou setores de vertentes pertencentes a cada uma das formas individualizadas do relevo"; 6) 6º táxon: "formas de relevo menores, geradas ao longo das vertentes por processos geomórficos atuais, e principalmente por indução antrópica" (ROSS, 1992, p. 21).

FIGURA 4 - CLASSIFICAÇÃO TAXONÔMICA DE ROSS (1992)



FONTE: Adaptado de Ross (1992).

A classificação taxonômica de Ross (1992) serviu e vem servindo como metodologia base para mapeamentos geomorfológicos sistemáticos no Brasil. O trabalho pioneiro neste sentido foi o mapeamento geomorfológico do estado de São Paulo (ROSS; MOROZ, 1997), que representou na escala 1:500.000 os três primeiros níveis taxonômicos. Na sequência, Oka-Fiori et al. (2006) realizaram o mapeamento geomorfológico do estado do Paraná, representando também os três primeiros táxons para todo o estado na escala 1:250.000. Em uma abordagem semelhante à aplicada no Paraná, Diniz et al. (2017) mapeou os três primeiros táxons para o estado do Rio Grande do Norte.

Dando sequência ao trabalho de Oka-Fiori et al. (2006), segue o projeto de mapeamento geomorfológico do estado do Paraná na escala 1:100.000. Este projeto visa avançar no mapeamento dos padrões de formas de relevo, compatíveis com o 4º táxon, a partir do uso de técnicas de modelagem digital do relevo. Bortolini et al.

(2017), Bortolini et al. (2018) e Gomes et al. (2018) apresentam resultados preliminares para áreas testes no Terceiro, Segundo e Primeiro Planalto paranaense, respectivamente.

Outros trabalhos não associados a mapeamentos sistemáticos lançaram mão da classificação taxonômica de Ross (1992). Nascimento e Souza (2010) representaram os cinco primeiros níveis taxonômicos na área do município de Santa Maria (RS), bem como Villela et al. (2015) em uma porção de área localizada na borda leste da bacia sedimentar do Paraná, no estado de São Paulo. Martins e Rodrigues (2016) representaram os três primeiros níveis taxonômicos na Folha Piumhi, na região do Alto Rio São Francisco, em Minas Gerais. Por fim, Silveira e Silveira (2016), mapearam formas de relevo correspondentes ao 4º e 5º táxon na porção central da Serra do Mar Paranaense.

Observam-se na literatura diferentes interpretações e maneiras de representação para o 4º nível taxonômico, que é o de interesse nesta pesquisa. Nascimento e Souza (2010) denominam este nível como *tipos de formas de relevo*, e os definem a partir das formas individuais existentes nos padrões de formas de relevo (3º táxon), sendo identificados tipos de formas de relevo denudacionais com topos aguçados, topos convexos, topos tabulares, superfícies planas, de escarpa, e formas agradacionais de planícies fluviais. Villela et al. (2015), por sua vez, denominam-no de *elementos morfológicos* (modelados), levando em consideração o perfil e o plano de curvatura e as rupturas de declive de cada unidade do nível superior (3º táxon). Já Martins e Rodrigues (2016) determinam o 4º táxon pelo grau de entalhamento dos vales e pela densidade de drenagem. Mais recentemente, Bortolini et al. (2017), Bortolini et al. (2018) e Gomes et al. (2018) descrevem o 4º táxon a partir dos padrões de formas de relevo (ex.: colinas, morrotes, morros, entre outros), onde a morfologia destes padrões é definido a partir de critérios morfométricos, como a amplitude altimétrica e a declividade.

Quanto à questão da escala de representação, o 4º táxon é representado nos mapeamentos geomorfológicos em diversas escalas. Por exemplo, no mapeamento geomorfológico de São Paulo (ROSS; MOROZ, 1997), este nível taxonômico é representado na escala 1:500.000. Nos trabalhos testes para o mapeamento geomorfológico do Paraná, (BORTOLINI et al., 2017; BORTOLINI et al., 2018; GOMES et al., 2018) vem sendo representado na escala 1:100.000. Por sua vez, Nascimento e Souza (2010) representaram este táxon na escala 1:50.000.

2.2 GEOMORFOMETRIA

A geomorfometria, análise do terreno ou análise topográfica, segundo Gallant e Hutchinson (1997) é caracterizada como a análise da superfície topográfica que objetiva estudar os processos superficiais e subsuperficiais. Por sua vez, Pike (2000, p. 1) denomina a geomorfometria (ou modelagem digital do terreno) como o “estudo quantitativo da topografia”. A partir da revolução computacional, do desenvolvimento das geotecnologias e dos modelos digitais de elevação (MDEs) na década de 1970, esta perspectiva ganhou destaque, sendo adaptada e empregada em ambiente digital (WOOD, 1996; PIKE, 2000, PIKE et al., 2009).

Esta abordagem se caracteriza por envolver conhecimentos acerca da matemática, da ciência da Terra e da ciência da computação (PIKE, 2000; PIKE et al., 2009). Ela envolve os dados de elevação oriundos dos MDEs, além das técnicas para análise e visualização destes, tendo como objetivo essencial a extração de mensurações (parâmetros) e feições espaciais (objetos) a partir dos dados de elevação (PIKE et al., 2009; WILSON, 2012). Assim sendo, em geral Bishop et al. (2012, p. 19) afirma que esta disciplina lida com:

“1) amostragem de atributos da superfície; 2) geodésia, modelagem digital do terreno e geração de MDEs; 3) avaliação de erros em MDEs e pré-processamento; 4) geração de parâmetros, índices e objetos da superfície; 5) produção de informação geomórfica e a resolução de problemas usando parâmetros e objetos.” (BISHOP et al., 2012, p. 19).

Conforme Evans (1972), a geomorfometria pode ser subdividida entre específica e geral. A primeira é aplicada na descrição de feições ou objetos geomorfológicos discretos e a segunda é aplicada na descrição de superfícies contínuas.

Neste contexto, a geomorfometria se tornou essencial para a modelagem de paisagens naturais, tanto em escalas regionais quanto em escalas locais. Atualmente, com o rápido crescimento na produção e disponibilização de MDEs das mais distintas resoluções, os parâmetros derivados destes modelos encontram aplicabilidade em inúmeras áreas, como na agricultura de precisão, pedometria,

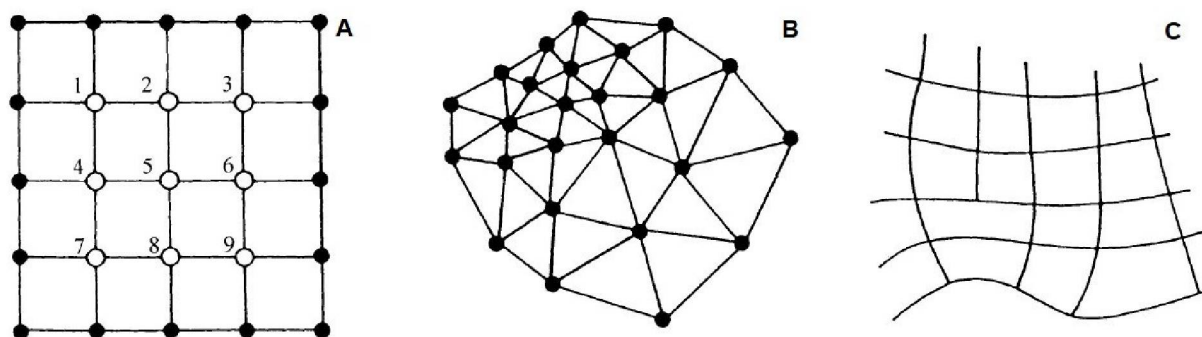
hidrologia, clima e exploração do fundo oceânico e da superfície de outros planetas (PIKE et al., 2009).

2.2.1 Modelos digitais de terreno e atributos topográficos

Os modelos digitais da superfície são o *input* inicial na análise morfométrica (PIKE et al., 2009). Existe na literatura divergência quanto ao termo correto que se refere a estes modelos, variando este frequentemente entre modelo digital de terreno (MDT) e modelo digital de elevação (MDE) (EL-SHEIMY et al., 2005; SILVEIRA, 2019). A partir da variedade de termos, definições e conceitos apresentados na revisão bibliográfica do trabalho de Sopchaki (2016), este estudo faz uso do termo MDT, que conforme as interpretações de Florinsky (1998), Miranda (2010), Wise (2000) e El-Sheimy et al. (2005), considera apenas a altitude, assim então desconsiderando os objetos presentes sobre o terreno.

Assim sendo, MDTs se caracterizam como arranjo regular bidimensional das elevações da superfície da Terra acima do nível médio do mar ou de outro referencial horizontal (WOOD, 1996; EL-SHEIMY et al., 2005). Eles podem ser organizados em três estruturas de dados: grades regulares (FIGURA 5A), redes irregulares triangulares (*triangulated irregular networks– TIN*) (FIGURA 5B) ou contornos (WILSON; GALLANT, 2000) (FIGURA 5C).

FIGURA 5 - ESTRUTURAS DE DADOS DOS MDTs.



A: Grade regular mostrada em uma janela móvel 3x3; B: rede irregular triangular; C: rede baseada no contorno.

FONTE: Adaptado de Wilson e Gallant (2000).

Os MDTs, em geral, são gerados a partir de técnicas de levantamento de campo, de mapas topográficos existentes, ou de técnicas e produtos de

sensoriamento remoto. O último exemplo, inclusive, permite o levantamento de dados altimétricos para grandes áreas, possibilitando a geração de MDEs globais. Dentre estes, os mais utilizados nas aplicações geomorfométricas são o *MDE SRTM (Shuttle Radar Topography Mission)*, com uma resolução espacial de 90 metros (3 arcos de segundo), e que a partir de 2014 teve disponibilizado os dados com resolução espacial de 30 metros (1 arco de segundo); *MDE ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflectance Radiometer)*, com resolução espacial de 30 metros; *MDE SPOT*, com resolução de 1 arco de segundo (aproximadamente 30 metros no Equador); e *MDE ALOS PALSAR (Advanced Land Observing Satellite)*, que apresenta resolução espacial de 12,5 metros (NELSON et al., 2009).

Quando se trata da geração de MDTs em formato raster a partir de dados vetoriais provindos da digitalização de cartas topográficas, é necessária a atenção sobre dois processos: a interpolação dos dados e a escolha do tamanho do pixel (resolução espacial). Em relação à primeira etapa, Hengl e Evans (2009) citam que quando se trabalha com dados amostrais de altitude distribuídos de maneira esparsa pela área de interesse (tanto por meio de pontos quanto por meio de linhas de contorno), o sucesso na geração do MDT vai depender do método de interpolação escolhido.

Hengl e Evans (op cit) mencionam a existência de uma série de algoritmos de interpolação aplicáveis a geração de MDTs. Dentre estes, destacam-se os métodos determinísticos *linear interpolation*, *inverse distance interpolation*, *splines* e *ANUDEM*; o método estocástico *kriging*; e o método determinístico/estocástico *moving surface*.

Reuter et al. (2009) citam que o ANUDEM é o mais recomendado, devido a sua consistência hidrológica. Este algoritmo determinístico interpola dados de elevação (como curvas de nível e pontos cotados) e dados hidrológicos, gerando MDTs de grade regulares mais consistentes, removendo ruídos, como pequenas depressões ou buracos (HUTCHINSON, 1989). Trabalhos como Silveira e Silveira (2016) empregam este algoritmo para a interpolação de dados planialtimétricos e hidrológicos para a geração de MDT para o estado do Paraná.

Por sua vez, em relação a definição do tamanho do pixel a ser adotado na geração de MDTs, Hengl (2006) lista alguns dos métodos mais empregados para este fim (Tabela 1).

TABELA 1 – MÉTODOS PARA A DEFINIÇÃO DO TAMANHO DO PIXEL E SUAS RESPECTIVAS EQUAÇÕES

Método	Equação
Escala de trabalho	$Célula = SN \times 0,0005$
Erro de posicionamento do GPS	$Célula = 1,8 \times r_{E(p=95\%)}$
Tamanho do objeto de referência	$Célula = \frac{\sqrt{a_{MLD}}}{4}$
Densidade de inspeção	$Célula = 0,0791 \times \sqrt{\frac{A}{N}}$
Distância entre pontos	$Célula = 0,25(0,5) \times \sqrt{\frac{A}{N}}$
Estrutura de dependência espacial	$Célula = h_r \times m^{1/3}$
Complexidade do terreno	$Célulae = \frac{A}{2 \times \sum \times l}$

sendo: *Célula* é tamanho do pixel, *SN* é fator de escala, *r_E* é erro posicional médio; *a_{MLD}* = é a área de delineação legível mínima, *A* é a superfície da área de estudo, *N* é o número de pontos amostrais na área de estudo, *h_r* é a variação da dependência espacial, *m* é o número de pares de pontos com variação de dependência espacial, e *l* é o comprimento total das curvas de nível.

FONTE: Adaptado de Hengl (2006)

Como citado anteriormente, o objetivo principal da geomorfometria está na extração de mensurações (parâmetros) e feições espaciais (objetos) (PIKE et al., 2009; WILSON, 2012). Estes parâmetros mensurados sobre a superfície foram denominados pelo termo atributos topográficos (WILSON; GALLANT, 2000; SILVEIRA; SILVEIRA, 2016) neste trabalho.

Os atributos topográficos são distinguidos em duas classes: primários (ou básicos), que são derivados diretamente do MDT; e secundários, que envolvem combinações de atributos primários (WILSON; GALLANT, 2000; EL-SHEIMY et al., 2005; OLAYA, 2009; WILSON, 2012).

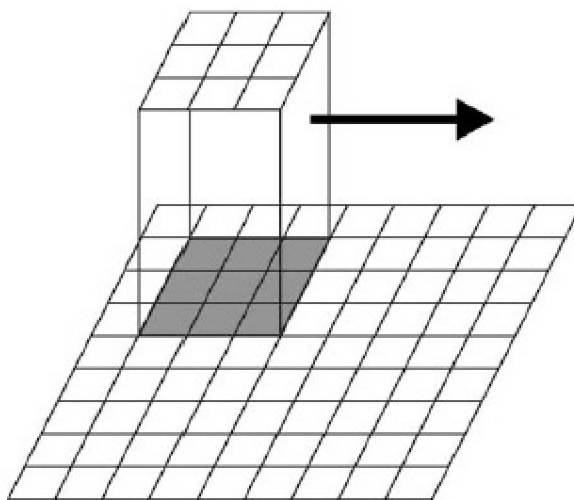
São exemplos de atributos topográficos primários: declividade, relevo sombreado e aspecto, que podem ser calculados a partir de uma janela móvel 3x3 pixels, utilizando o algoritmo proposto por Horn (1981); plano e perfil de curvatura, calculados a partir do modelo proposto por Zevenbergen e Thorne (1987); o índice de rugosidade do terreno (IRT), calculado segundo a proposta de Riley et al. (1999);

índice de posição topográfica (IPT), calculado segundo a proposta de Weiss (2001); amplitude altimétrica; textura, proposto por Iwahashi e Pike (2007), entre outros. Wilson e Gallant (2000), El-Sheimy et al. (2005), Olaya (2009) e Wilson (2012) fazem uma extensa revisão sobre e apresentam os atributos topográficos derivados diretamente dos modelos de terreno.

Por sua vez, são exemplos de atributos topográficos secundários: acumulação de fluxo e índice topográfico de umidade (ITU), calculado segundo o algoritmo D-Infinity, da proposta de Tarboton (1997); média da declividade; e densidade de rupturas, proposto por Lindsay (2019); entre outros.

Os atributos topográficos são distinguidos também entre locais e regionais. Os atributos locais são geralmente calculados a partir de janelas móveis de 3x3 pixels (FIGURA 6), e os atributos regionais são calculados a partir de janelas de vizinhança superiores a três pixels (WILSON, 2012), podendo ser circulares, retangulares ou anelares. São exemplos de atributos locais a declividade, aspecto, relevo sombreado e plano e perfil de curvatura; e exemplos de atributos regionais a amplitude altimétrica, o IPT, o IRT e a densidade de rupturas.

FIGURA 6 - EXEMPLIFICAÇÃO DA JANELA MÓVEL 3X3 PIXELS.



FONTE: Adaptado de Olaya (2009)

2.2.2 Geomorfometria no âmbito da cartografia geomorfológica

A aplicabilidade dos MDTs no mapeamento do relevo se dá devido à grande quantidade de métricas, mensurações e objetos que podem ser calculados a partir

dos dados de elevação (HENGL; MACMILLAN, 2009). Aliado a isto, métodos geomorfométricos, por meio de medição de variáveis do relevo (atributos topográficos) que são posteriormente combinados, são mais objetivos e uniformes tendo como fim mapeamento de sistemas terrestres como, por exemplo, padrões do terreno (VALERIANO, 2004).

No mesmo sentido da discussão de Valeriano (op. cit.), Romstad (2001) cita que esta abordagem quantitativa da classificação do terreno permite a construção de regras mais consistentes para a classificação do relevo. O mesmo autor, em consonância com Bishop et al. (2012), defendem que os trabalhos de classificação do relevo baseado em regras qualitativas são onerosos e subjetivos, e por sua vez, segundo Romstad (op. cit.), a abordagem quantitativa apresenta maior objetividade.

As primeiras aplicações em ambiente digital visando extrair e classificar formas de relevo datam do final da década de 1980, com os trabalhos de Weibbel e DeLotto (1988), Pike (1988) e Weibel e Heller (1990) (apud HENGL; MACMILLAN, 2009). Já a partir da década de 1990, há um incremento no desenvolvimento de técnicas automáticas de classificação do relevo. Dikau (1991) adaptou a classificação hierárquica de Hammond (1964) para ambiente digital, aplicando a mesma na área do estado do Novo México (DIKAU et al., 1995). Esta metodologia foi reaplicada no Brasil por Silveira e Silveira (2015) na Serra do Mar, no estado do Paraná (apud SILVEIRA, 2019). Já Wood (1996) desenvolveu uma metodologia automatizada para classificar seis diferentes tipos de feições morfométricas (plano, canal, crista, desfiladeiros, pico e depressão).

Após a virada do milênio, Weiss (2001), a partir do desenvolvimento do índice de posição topográfico (IPT), propôs uma metodologia de classificação de seis classes morfológicas, baseada na combinação entre IPT e declividade, e uma metodologia de classificação para dez classes, baseada na combinação de IPTs com variação de escala e a declividade. A segunda metodologia foi aplicada no Brasil por Silveira e Silveira (2017).

Outra proposta importante foi desenvolvida por Iwahashi e Pike (2007), que se trata de uma classificação não-supervisionada de formas de relevo por árvore de decisões, baseado no conceito de assinatura geomorfológica de Pike (1988). No Brasil, esta proposta foi aplicada por Silveira et al. (2014) no estado do Paraná; Guadagnin e Trentin (2014) e Trentin e Robaina (2016) no estado do Rio Grande do Sul.

Jasiewicz e Stepinski (2013) desenvolveram um método de classificação de dez elementos de relevo, denominados *geomorphons*, que são considerados como microestruturas fundamentais do relevo. No Brasil, este método foi reproduzido por Robaina et al. (2016), no estado do Rio Grande do Sul, e Silveira et al. (2018) no estado do Paraná.

Partindo para o mapeamento integrado dos aspectos morfológicos, morfogênicos, morfométricos, morfocronológicos e morfodinâmicos, se apresenta a proposta de Silveira (2019), que desenvolveu um método semiautomatizado aplicado no estado do Paraná. Este trabalho se difere por integrar estes quatro aspectos fundamentais da cartografia geomorfológica, tendo em vista que as demais metodologias se focam em classificar uma ou duas destes aspectos por vez.

As propostas mencionadas até aqui se configuram todas como sistemas de classificação de formas de relevo baseadas na classificação das células (pixels). Nas classificações desta natureza, os pixels são classificados e posteriormente agregados para definir a extensão dos objetos (DRAGUT; EISANK, 2011).

Entretanto, emergiu na geomorfometria o desenvolvimento de técnicas de classificação de formas de relevo baseadas no objeto de imagem. Estas técnicas trabalham com uma lógica inversa das classificações baseadas no pixel, pois primeiramente delimitam/segmentam os objetos e posteriormente os classificam (DRAGUT; EISANK, 2011). Esta abordagem e seus métodos serão apresentados nos tópicos a seguir (2.3).

2.3 CLASSIFICAÇÃO DO RELEVO BASEADA EM SEGMENTAÇÃO

Segmentação é um conceito trivial que segue a estratégia de separar um conjunto contínuo de elementos em grupos distintos. Assim, de forma geral, tem por objetivo a transformação da representação contínua do terreno em unidades de terreno discretas e adaptativas. Ela é implementada considerando a similaridade dos valores dos pixels, bem como sua proximidade. Portanto, os segmentos (objetos de imagem) resultantes do processo de segmentação se configuram como agrupamentos de pixels espacialmente contíguos (STROBL, 2008).

A segmentação de imagens foi estabelecida tardiamente como um campo do sensoriamento remoto. Este método inicialmente se tornou popular na interpretação de imagens de alta resolução, devido a sua potencialidade em contornar ou

minimizar algumas das limitações associadas as análises de imagem orientadas ao pixel (MEINEL; NEUBERT, 2004)

Meinel e Neubert (2004) constataram que existe disponível uma série de algoritmos de segmentação de imagens, cada um possuindo características diferentes. Conforme Munõz et al. (2003), os algoritmos podem ser subdivididos em dois grupos: detecção de bordas e crescimento de regiões. O primeiro tem como propriedade básica a relação de descontinuidade entre pixels adjacentes, e o segundo tem como propriedade básica a similaridade entre os pixels adjacentes. Ainda conforme o mesmo autor, há os algoritmos que mesclam as duas características anteriores e são denominados de híbridos.

Processos de segmentação são empregados em classificações orientadas ao objeto que podem ser aplicadas ao mapeamento de uma série de feições da paisagem. Para isso ocorrer, são segmentadas imagens ou MDEs, visando a criação de objetos a partir de critérios específicos (BISHOP et al, 2012).

Quando aplicado aos estudos do relevo, as técnicas de segmentação permitem emular o processo de delineamento manual de formas de relevo. A criação dos objetos de imagem se dá de maneira semelhante à forma como o cérebro humano funciona para a compreensão da paisagem (HAY; CASTILLA, 2008 apud DEKAVALLA; ARGIALAS, 2017). Elas subdividem um MDE em regiões com formas irregulares, denominadas de objetos de imagem. Os objetos de imagem podem ser criados a partir de vários atributos topográficos em múltiplas escalas, potencialmente correspondendo a extensão espacial das formas de relevo (EISANK et al., 2014).

O processo de segmentação de componentes a partir dos MDEs é um problema de pesquisa fundamental na geomorfologia (MINAR; EVANS, 2008). Uma metodologia para este fim se baseia em identificar descontinuidades morfológicas no relevo, encontrando locais extremos de altitude, declividade ou outros critérios morfométricos. Neste tipo de classificação morfológica considera-se que o terreno consiste em planos limitados por descontinuidades morfológicas e que estes planos representam componentes individuais do terreno (VAN NIEKERK et al., 2010).

Outra metodologia para a segmentação do terreno é baseada na definição de componentes do terreno de acordo a suas propriedades internas. Deste modo, os pixels que possuem atributos similares, como declividade, aspectos, plano ou perfil de curvatura, são agrupados, assim produzindo classes (objetos de imagem) com mínima diferença "intraclasse" e máxima diferença "interclasses". A classificação é

então aplicada para produzir regiões que representam propriedades similares, podendo esta fazer uso de uma série de abordagens (exemplo: sobreposição, análise cluster, lógica *fuzzy*) que objetivam a classificação do terreno em "regiões homogêneas" (VAN NIEKERK et al., 2010).

Neste mesmo sentido Minar e Evans (2008) refletem em seu trabalho teoricamente sobre a segmentação da superfície (não no sentido da técnica de segmentação de imagens mas sim no processo de fragmentar a superfície visando a identificação de formas de relevo). Os autores propõem que as formas do terreno devam ser analisadas como uma superfície contínua, e que em dada escala o terreno pode mesmo assim exibir descontinuidades, sendo estas possíveis de serem reconhecidas como limites naturais dos objetos morfométricos. Deste modo, os objetos gerados a partir da segmentação devem apresentar alta homogeneidade interna e heterogeneidade em relação aos objetos adjacentes, sendo os limites entre os objetos correspondentes aos limites naturais.

Na esteira da classificação da geomorfometria de Evans (1972), que a divide em geral e específica, Dragut e Eisank (2011) propõem a existência de uma terceira categoria, a qual engloba a abordagem orientada ao objeto. Esta categoria seria denominada de geomorfometria discreta, e teria por objetivo descrever as divisões do terreno a partir de critérios de homogeneidade, por meio da produção de objetos que possuem significado morfométrico. Neste contexto, as técnicas de segmentação de imagens têm grande potencial como método a ser empregado na geomorfometria discreta.

A geomorfometria discreta se diferencia da geomorfometria geral, pois a primeira é baseada no modelo conceitual de objeto e a segunda no modelo conceitual campo. Já em relação à geomorfometria específica, ambas compartilham o modelo conceitual do objeto, entretanto na específica as características do objeto são definidas antes da segmentação, e na discreta são definidas após ou durante a segmentação (DRAGUT; EISANK, 2011).

Outra questão importante relacionada à segmentação são as hierarquias. Elas estão ligadas ao tamanho dos objetos de imagem, estando assim associadas também com a escala. Por exemplo, os algoritmos de segmentação baseados no crescimento de regiões fundem os objetos de imagem adjacentes e que possuem certa similaridade, criando um objeto de imagem de escala maior. Ao fundir vários objetos de imagem adjacentes relativamente semelhantes em objetos de imagem

maiores, são construídas estruturas hierárquicas de objetos de nível superior. Para este objetivo, são utilizados algoritmos de segmentação multinível ou multiescala (STROBL, 2008).

As hierarquias espaciais geralmente ocorrem quando objetos elementares "pertencem" e se combinam em um recurso ontológico. Por exemplo, no caso de várias encostas formarem uma bacia hidrográfica ou simplesmente os lados mais iluminados ou sombreados de uma colina. Construir esses tipos de representações de recursos está além da segmentação e requer processamento espacial rico em semântica, a fim de preencher a lacuna entre os objetos de imagem e os recursos ontológicos (STROBL, 2008).

Quando se trata do mapeamento de formas de relevo a partir de dados providos de MDEs, a maioria dos sistemas de classificação se baseia na classificação de pixels. Neste tipo de classificação, os pixels são agregados para definir a extensão dos objetos, em vez da delimitação dos objetos e posterior classificação. Entretanto, esta abordagem baseada na classificação direta dos pixels apresenta várias limitações, como o aspecto difuso das classificações, dificuldades na inclusão de relações topológicas na classificação e dificuldades no desenvolvimento de hierarquias de formas de relevo (DRAGUT; EISANK, 2011).

Classificações orientadas ao pixel são baseadas nos valores digitais dos pixel individuais e ignorando informações contextuais, que são importantes para a descrição semântica das feições geomorfológicas. Classificações orientadas ao objeto, por sua vez, desempenham um papel importante na redução da lacuna semântica entre as representações digitais e as correspondentes características do mundo real (DEKAVALLA; ARGIALAS, 2017). As classificações orientadas ao objeto possibilitam a integração de geometria local do terreno, propriedades morfológicas (como forma e extensão), contexto espacial e assim, ajudam a representação do conhecimento especializado através de regras de classificação (BLASCHKE et al., 2014; DEKAVALLA; ARGIALAS, 2017).

Neste mesmo sentido, Bishop et al. (2012) defende que o mapeamento de formas de relevo pode ser facilitado pelo emprego de classificações orientadas ao objeto, sendo esta abordagem mais adequada do que as classificações puramente baseadas nos pixels. Esta maior adequação se dá pois as classificações orientadas ao objeto possibilitam a "integração das informações, a caracterização de contexto e

topologia, e a vinculação de recursos em várias escalas” (BISHOP et al., 2012, p.20).

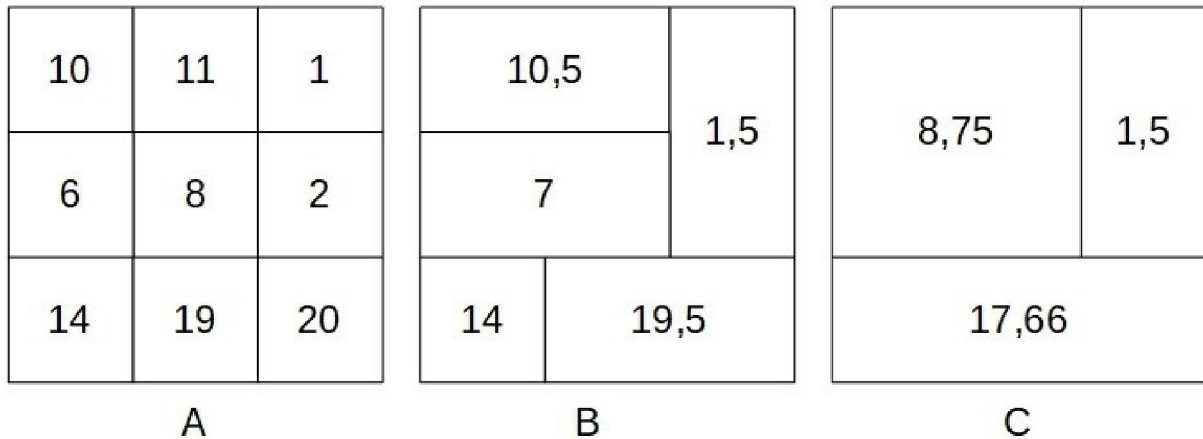
Assim, o emprego de algoritmos de segmentação para a classificação de formas de relevo, oferecem potencial para criar de maneira rápida mapas de formas de relevo de grande detalhe para grandes áreas sem as limitações presentes nas classificações orientadas ao pixel (VERHAGEN; DRAGUT, 2012).

O trabalho de Van Niekerk et al. (2010) comparou o uso de três algoritmos de segmentação no âmbito da modelagem do relevo: ALCoM, ISODATA e segmentação multiresolucional. Este teste foi realizado na região de Stellenbosch, na África do Sul, empregando um MDE com resolução espacial de 40 metros. Para isto, foram gerados componentes de relevo a partir de atributos topográficos utilizando cada um dos três algoritmos. Os componentes resultantes foram comparados aos pontos onde foram identificadas descontinuidades morfológicas no relevo. Como resultado da comparação, o algoritmo de segmentação multiresolucional apresentou a melhor detecção das descontinuidades, produzindo componentes de relevo relativamente homogêneos e teve significativamente mais sucesso que os demais algoritmos na detecção de descontinuidades morfológicas.

2.3.1 Segmentação multiresolucional

O algoritmo de segmentação multiresolucional é um algoritmo de crescimento de regiões proposto por Baatz e Schape (2000). O processo de segmentação multiresolucional começa a partir de cada pixel (FIGURA 7A), que corresponde a um objeto de imagem. Cada objeto de imagem é fundido ao objeto de imagem adjacente que apresente maior semelhança, formando um novo objeto de imagem maior (FIGURA 7B e 7C). Na sequência, cada objeto de imagem é comparado aos objetos de imagem adjacentes, sendo verificado qual é o mais semelhante e se é possível ocorrer a fusão entre eles. Caso seja possível, os dois objetos de fundem. Este procedimento ocorre de maneira sucessiva com todos os objetos de imagem até que exceda o limite definido pelo parâmetro de escala e não haja mais possibilidades de fusões entre nenhuma dupla de objetos de imagem adjacentes, se encerrando assim o processo de segmentação (BAATZ, SCHAPE, 2000; BENZ et al., 2004).

FIGURA 7 - ILUSTRAÇÃO DO PROCESSO DE SEGMENTAÇÃO DE IMAGENS POR CRESCIMENTO DE REGIÕES.



FONTE: Elaborado pelo Autor (2020) por meio da adaptação de figura de Espindola (2006).

O procedimento de fusão de objetos de imagem adjacentes é um procedimento heurístico iterativo. A decisão sobre a fusão ou não é baseada na diferença de heterogeneidade entre dois objetos de imagem. O critério de fusão (f) entre dois objetos de imagem adjacentes é dado pela mudança de heterogeneidade após uma fusão virtual. O critério de fusão é dado pela soma ponderada de outros dois critérios, a heterogeneidade espectral Δh_{cor} e a heterogeneidade espacial Δh_{forma} (Equação 1). Estes dois critérios de semelhança também são denominados de cor e forma, respectivamente (BAATZ; SCHAPE, 2000; ANTUNES, 2003; BENZ et al., 2004).

$$f = w_{cor} \cdot \Delta h_{cor} + w_{forma} \cdot \Delta h_{forma}, w_{cor} \quad (\text{Equação 1})$$

sendo f o critério de fusão, w_{cor} e w_{forma} sendo respectivamente o peso do critério cor e forma, Δh_{cor} e Δh_{forma} sendo respectivamente o critério de semelhança cor e forma (BENZ et al., 2004).

O critério de semelhança heterogeneidade espectral Δh_{cor} diz respeito à diferença espectral (ou seja, valor do pixel) entre dois objetos de imagem adjacentes (Equação 2).

$$\Delta h_{cor} = \sum_c w_c \left(n_{união} \cdot \sigma_{c,união} - \left(n_{obj1} \cdot \sigma_{c,obj1} + n_{obj2} \cdot \sigma_{c,obj2} \right) \right) \quad (\text{Equação 2})$$

sendo Δh_{cor} a heterogeneidade espectral, c_{bandas} , w_c peso da banda, $n_{união}$ o número de pixels do objeto de imagem resultado da fusão, n_{obj} é o número de pixels do objeto, σ_c é o desvio padrão do objeto de uma determinada banda, $\square_{união}$ diz respeito ao objeto resultado da fusão e \square_{obj1} e \square_{obj2} dizem respeito aos objetos que foram fundidos (BENZ et al., 2004).

O critério de semelhança heterogeneidade espacial Δh_{forma} , quantifica a diferença do desvio da forma 2D do segmento de uma forma perfeitamente suave ou compacta (EISANK et al., 2014) entre dois objetos de imagem adjacentes. Deste modo, é composto por dois atributos: compacidade e suavidade (Equação 3).

$$\Delta h_{forma} = w_{compac} \cdot \Delta h_{compac} + w_{suav} \cdot \Delta h_{suav} \quad (\text{Equação 3})$$

Sendo Δh_{forma} a heterogeneidade espacial, w_{compac} e w_{suav} são respectivamente o peso da compacidade e da suavidade, e Δh_{compac} e Δh_{suav} são respectivamente a heterogeneidade da compacidade e da suavidade (BENZ et al., 2004).

A compacidade representa o nível de agrupamento de um determinado objeto de imagem. Ou seja, quanto mais compacto o objeto de imagem, menor o valor da compacidade. A suavidade, por sua vez, representa o grau de irregularidade do contorno de um objeto imagem. Ou seja, quanto menor o valor da suavidade mais suave a borda do objeto imagem (ESPINDOLA, 2006). O cálculo da compacidade e da heterogeneidade é dado a partir das equações 4 e 5:

$$\Delta h_{compac} = \frac{l}{\sqrt{n}} \quad (\text{Equação 4})$$

$$\Delta h_{suav} = \frac{l}{b} \quad (\text{Equação 5})$$

Sendo Δh_{compac} e Δh_{suav} são respectivamente a heterogeneidade da compacidade e da suavidade, l perímetro do objeto de imagem, n o número de pixels do objeto de imagem e b o perímetro do retângulo envolvente ao objeto de imagem (BENZ et al., 2004).

Em resumo ao exposto pelos autores já citados, na decisão sobre a fusão entre objetos de imagens, irão se fundir os objetos que apresentam menor heterogeneidade, ou seja, aqueles em que o valor de critério de fusão seja menor. Esse procedimento de fusão entre objetos e imagem e consequente criação de novos objetos maiores se sucederá até que não seja mais possível se realizarem fusões.

Conforme Benz et al. (2004), o parâmetro de escala é o responsável por determinar quando se encerra o processo de segmentação, sendo que isso ocorre quando o critério de fusão calculado entre objetos de imagem adjacentes exceder o limite determinado pelo parâmetro de escala. Segundo Eisank et al. (2014), o parâmetro de escala é adimensional, sendo responsável por especificar o quão homogêneos ou heterogêneos devem ser os objetos de imagem a serem criados, ou seja, define o máximo de diferença entre a homogeneidade da cor e a homogeneidade de forma entre os objetos de imagem iniciais e os objetos de imagem resultantes da fusão pretendida. Em resumo, de acordo com Baatz e Schape (2000, p. 1), o “parâmetro de escala é usado para controlar o tamanho médio dos objetos de imagem”.

Deste modo, no processo de segmentação multiresolucional é necessário se definir os valores de entrada destes parâmetros: peso da cor (heterogeneidade espectral), peso da forma (heterogeneidade espacial), peso da compacidade, peso da suavidade e parâmetro de escala.

Em muitas das aplicações, a determinação dos critérios de segmentação são definidos a partir de uma série de testes por tentativa e erro e análise empírica dos resultados (DRAGUT; BLASCHKE, 2006; WALKER; BLASCHKE, 2008; GERÇEK et al., 2011; TEDESCO et al., 2014). Entretanto, em relação ao parâmetro de escala, Dragut et al. (2010) e Dragut et al. (2014) desenvolveram uma ferramenta chamada *Estimator of Scale Parameter* (ESP), que é capaz de otimizar a escolha dos valores apropriados de parâmetro de escala. A escolha se baseia na “taxa de mudança de variância local”, calculada entre um nível de escala de segmentação (parâmetro de escala) para o nível seguinte, que é apresentada em um gráfico. Os valores de picos no gráfico indicam os valores apropriados de parâmetro de escala a serem empregados na segmentação. Ou seja, os valores de parâmetro de escala que representam o momento de estabilização na taxa de mudança da variância local

são os que melhor segmentam os padrões espectrais (ou relacionados aos valores dos pixels) ou texturais presentes nas imagens (ou atributos topográficos).

2.3.1.1 Segmentação multiresolucional aplicada à cartografia geomorfológica

Devido às potencialidades disponibilizadas pela segmentação multiresolucional em relação à classificação de formas de relevo, desde meados da década de 2000 este algoritmo vem servindo como técnica-base para uma série de trabalhos na área.

Os trabalhos pioneiros neste sentido foram realizados por Dragut e Blaschke (2006) e Asselen e Seijmonsbergen (2006). O primeiro consistiu em uma classificação automatizada de nove tipos de elementos de forma de relevo, em duas áreas distintas na Romênia. Os objetos de imagem foram segmentados em três níveis de escala: o primeiro segmenta as áreas segundo a altitude relativa, o segundo segmenta e classifica as áreas planas e os picos, e o terceiro segmenta e classifica as formas das vertentes. A classificação utilizou lógica *booleana* e *fuzzy*. Para os processos de segmentação e classificação, foram utilizados dados de elevação, declividade, plano e perfil de curvatura, derivados de MDTs com resolução espacial de 46m e 57m.

O segundo trabalho (ASSELEN; SEIJMONSBERGEN, 2006), por sua vez, apresentou um método semiautomatizado para delimitar oito unidades geomorfológicas (que representam formas de relevo e processos) em uma área montanhosa e florestada no oeste da Áustria a partir de dados derivados de um MDT com resolução espacial de 1m. A aplicação partiu da segmentação de dados de declividade em dois níveis de escala. No primeiro nível foram segmentadas e classificadas, por meio de dados de acumulação de fluxo, as drenagens principais e as drenagens secundárias. No segundo nível, foram segmentadas as unidades geomorfológicas, que por sua vez foram classificadas a partir do estabelecimento de critérios topológicos e a partir de dados de elevação e declividade, fazendo o uso de lógica *fuzzy*.

Camargo et al. (2009) desenvolveram um método semiautomatizado para o mapeamento de unidades geomorfológicas em dois níveis taxonômicos (macrounidades geomorfológicas e unidades geomorfológicas detalhadas) na área do município de São José dos Campos, no estado de São Paulo, utilizando redes

semânticas hierárquicas. O mapeamento foi realizado por meio de quatro níveis de segmentação de dados oriundos do modelo ASTER/TERRA, com resolução espacial de 15m. Atributos geomorfométricos (elevação, relevo sombreado, declividade, curvatura vertical e horizontal, fluxo acumulado e densidade de drenagem) e texturais (entropia e segundo momento angular) foram utilizados no processo de segmentação e classificação, que por sua vez foi realizada por meio de lógica *fuzzy*.

Anders et al. (2011) classificaram nove feições geomorfológicas a partir de dados de um MDT com resolução de 1 m, derivado de dados laser. A classificação foi realizada em uma bacia hidrográfica localizada em uma região montanhosa na Áustria. Foi aplicada análise estratigráfica orientada ao objeto, utilizando assim parâmetros de segmentação específicos para a obtenção de cada tipo de feição geomorfológica. A classificação das feições foi realizada a partir da delimitação de amostras de treinamento, por meio da combinação dos atributos topográficos declividade e abertura topográfica em uma única camada.

Gerçek et al. (2011) classificou 15 formas de relevo para duas áreas geomorfologicamente distintas na Turquia, a partir de dados providos de MDT com resolução espacial de 15 m. A segmentação dos objetos de imagem e empregou dados de perfil e plano de curvatura e declividade. A classificação se baseou no uso de lógica *fuzzy*, utilizando os mesmos dados empregados na fase de segmentação.

Verhagen e Dragut (2012) classificaram formas de relevo para o mapeamento preditivo arqueológico nos Países Baixos a partir de dados de um MDE com resolução espacial de 25m. A segmentação foi realizada a partir dos dados de elevação. A classificação dos objetos de imagem foi realizada a partir do uso dos dados da elevação, declividade e curvaturas (perfil e plano), resultando em nove formas de relevo.

Dragut e Eisank (2012) realizaram uma classificação multiescalar (três níveis) de domínios homogêneos de relevo a partir de dados SRTM (resolução espacial de 1 km) em escala global. A proposta parte da segmentação do primeiro nível, que compartimenta o relevo em “domínio alto” e “domínio baixo”, a partir de dados de elevação. A classificação tem por regra a utilização de dados de elevação, aplicando lógica *fuzzy* no processo. Os domínios mapeados no primeiro nível são então decompostos em um segundo nível, que segmenta e classifica formas de relevo mais homogêneas. Por fim, as formas de relevo mapeadas no segundo nível

são decompostas em um terceiro nível, que segmenta e classifica formas de relevo que apresentam ainda mais homogeneidade.

Anders et al. (2013) propuseram uma classificação multitemporal de feições geomorfológicas, utilizando como dados do MDT LiDAR (resolução espacial de 2 m). As feições geomorfológicas foram classificadas a partir da análise estratigráfica orientada ao objeto, segmentando as feições referentes às drenagens com e as demais feições com valores de parâmetros de escala distintos. Como dados de entrada para a segmentação, foram utilizados os atributos topográficos "abertura topográfica" e "declividade". Para a classificação, foram utilizados atributos já citados na segmentação, além de acumulação de fluxo, elevação relativa, além de critérios de vizinhança.

D'Oleire-Óltmanns et al. (2013) classificaram drumlins na região da Bavária, Alemanha, a partir de dados do MDT LiDAR de resolução de 5 m. A segmentação foi realizada a partir do uso do atributo topográfico elevação relativa. A classificação, por sua vez, foi feita a partir do uso dos atributos topográficos curvatura e declividade. Já Eisank et al. (2014) também delimitaram drumlins na Escócia a partir de uma abordagem supervisionada, utilizando os atributos topográficos índice de convergência, altitude da declividade, altitude normalizada, índice de umidade e a distância vertical para a rede de drenagem, calculados de um MDE com resolução espacial de 5 m.

Tedesco et al. (2014) delimitaram feições erosivas do tipo voçoroca no município de Uberlândia (MG) a partir de dados espectrais de imagem IKONOS e dados de intensidade e altimétricos provenientes de perfilamento com ALS (*Airborne Laser Scanner*). Os objetos de imagem foram gerados aplicando os dados espectrais e altimétricos, e o reconhecimento das feições foi realizado por classificação hierárquica, por árvores de decisão e *lógica fuzzy*.

Por fim, Dekavalla e Argialas (2017) classificaram feições geomorfológicas submarinas em três níveis em escala global, utilizando como base de dados do MDE SRTM30_PLUS. Para isto, foram empregados o atributo geomorphons (JASIEWICZ; STEPINSKI, 2013) para compartimentar os objetos por suas respectivas posições topográficas relativas declividade, e o atributo topográfico declividade para a classificação morfométrica.

Das aplicações da segmentação multiresolucional na classificação do relevo, algumas discussões importantes são necessárias. Destas, uma das principais está

na relação entre a escala e o tamanho dos objetos de imagem, ou seja, entre a escala de representação das formas de relevo e o parâmetro de escala empregado na segmentação. O algoritmo de segmentação multiresolucional permite a utilização de parâmetros de escala distintos para delimitar formas de relevo compatíveis com distintas escalas geomorfológicas, possibilitando assim uma abordagem multiescalar (CAMARGO et al., 2009; DRAGUT; EISANK, 2012).

Para Dragut e Eisank (2012) a escala está intimamente relacionada à complexidade de formas de relevo de uma determinada área, pois pequenos e grandes objetos (que representam as formas de relevo) podem coexistir em um mesmo nível. Quando a segmentação é realizada a partir do uso de um único valor de parâmetro de escala, ocorrerá uma sobresegmentação dos objetos maiores ou uma subsegmentação dos objetos menores. Neste mesmo sentido, Anders et al. (2011) concluíram que diferentes tipos de feições geomorfológicas possuem diferentes valores ideais para os parâmetros de segmentação. Para solucionar esta questão, Anders et al. (2011; 2013) empregaram a análise estratigráfica orientada ao objeto, onde diferentes formas de relevo são segmentadas e classificadas em níveis de segmentação distintos utilizando parâmetros de segmentação específicos, adequados às suas características.

Devido a esta possibilidade da adequação dos parâmetros de segmentação para mapear objetos em várias escalas, inclusive em um mesmo nível hierárquico geomorfológico, as aplicações do algoritmo de segmentação multiresolucional apresentaram potencialidade tanto na classificação de formas de relevo em escala global (DRAGUT; EISANK, 2012; DEKAVALLA; ARGIALAS, 2017), quanto na identificação de formas de relevo individuais e em escala de detalhe (D'OLEIRE-ÓLTMANNS et al., 2013; EISANK et al., 2014). Aplicações voltadas a compartimentação de vertentes foram realizadas por Dragut e Blaschke (2006), Asselen e Seijmonsbergen (2006), Gerçak et al. (2011), Anders et al. (2011), Verhagen e Dragut (2012) e Anders et al. (2013). Por fim, a aplicação de Camargo et al. (2009) identificou em duas escalas unidades geomorfológicas que apresentam padrões de formas de relevo semelhantes.

Como citado anteriormente, a segmentação multiresolucional vem possibilitando a análise multiescalar do relevo e o trabalho com hierarquias entre níveis ou táxons geomorfológicos no mapeamento das formas de relevo. É exemplo o mapeamento em escala global de Dragut e Eisank (2012), que compartimenta o

relevo em três níveis, partindo de um nível inicial que identifica as áreas altas e as áreas baixas, seguindo assim para um nível intermediário que compartimenta cada uma das unidades do nível inicial em dois novos níveis, até um nível final que por sua vez compartimenta os quatro níveis anteriores em mais dois níveis cada, totalizando assim oito unidades. Camargo et al. (2009) também segue esta lógica, mapeando macrounidades geomorfológicas em um nível, e em um nível seguinte compartimenta cada uma das macrounidades em microunidades geomorfológicas, dando então maior detalhamento na escala do mapeamento.

Em outras aplicações, como em Dragut e Blaschke (2006), a classificação hierárquica é empregada para mapear objetos em uma mesma escala geomorfológica. Neste trabalho, três níveis de segmentação e classificação são utilizados para mapear as nove formas de relevo, onde no primeiro nível se segmenta a vertente em três compartimentos, no segundo nível identificam-se formas de relevo características de cada compartimento da vertente (ex: picos, áreas planas e planícies) e no último nível as formas de relevo comuns a todos os compartimentos são classificados (ex: *head slope*, *nose slope*, *side slope*, *shoulder* e *negative contact*). Asselen e Seijmonsbergen (2006) também utiliza dois níveis de segmentação, onde o primeiro classifica as áreas de drenagens e o segundo classifica os demais elementos do relevo. Anders et al. (2013) segue esta mesma lógica, onde um nível de segmentação inicial classifica as formas de relevo menores a partir do uso de um parâmetro de escala menor, enquanto um segundo nível de segmentação classifica as demais formas de relevo a partir da aplicação de um parâmetro de escala maior. Anteriormente, Anders et al. (2011) já havia aplicado abordagem semelhante, mapeando-se nove formas de relevo de maneira estratigráfica, onde cada forma era mapeada em níveis de segmentação distintos, aplicando-se critérios de segmentação específicos.

Com um viés semelhante, Camargo et al. (2009) empregam quatro níveis de segmentação, sendo o primeiro exclusivo para mapear os corpos d'água e o segundo para o cálculo da densidade de drenagem, que é utilizada para a classificação das unidades geomorfológicas mapeadas nos dois níveis seguintes. Por sua vez, Dekavalla e Argialas (2017) aplicaram uma classificação em três níveis de escala, onde os resultados das classificações dos três diferentes níveis são combinados em um único nível, produzindo assim objetos morfométricos

multiescalares. Os demais trabalhos empregaram uma abordagem utilizando apenas um nível de segmentação para identificar as formas de relevo.

A fase de maior preocupação na aplicação do algoritmo de segmentação multiresolucional no mapeamento geomorfológico é a segmentação dos objetos de imagem. Além da questão relacionada à escolha do parâmetro de escala e dos pesos dos critérios de semelhança, o tratamento dos dados de entrada também requerer atenção. A maioria dos trabalhos na temática empregam os atributos topográficos brutos, sem nenhum tipo de tratamento. Entretanto, Dragut e Blaschke (2006) padronizaram em 8-bit (valores de 0 a 255) os valores de elevação na segmentação dos compartimentos de vertente, visando a aplicabilidade do método em qualquer área, independente da elevação desta. Eisank et al. (2014), segundo as recomendações de Speight (1971), aplicou transformação logarítmica sobre alguns dos atributos topográficos empregados, devido ao fato destes apresentarem distribuições fortemente distorcidas. Assim, objetivou-se que os atributos topográficos de entrada apresentassem distribuições próximas do normal.

No processo de classificação dos objetos de imagem, é utilizada em alguns trabalhos a lógica *fuzzy*. Esta classifica os objetos por grau de pertinência com valores entre 0 a 1, sendo que quando o objeto de imagem tem um valor mais próximo a 1, maior a pertinência deste em relação a uma determinada classe. Ela se difere da lógica *booleana*, onde os objetos de imagem recebem valores 0 ou 1, ou seja, tem pertinência somente em relação a uma determinada classe. São exemplos de aplicações que utilizam a lógica fuzzy no processo de classificação dos objetos de relevo os trabalhos de Asselen e Seijmonsbergen (2006) e Camargo et al. (2009). Dragut e Blaschke (2006), por sua vez, empregam uma combinação entre lógica *fuzzy* e lógica *booleana*, onde a regra de classificação de algumas formas de relevo empregam a primeira e a regra de classificação de outras formas de relevo empregam a segunda. Os demais trabalhos, entretanto, utilizam lógica *booleana* nas regras de classificações.

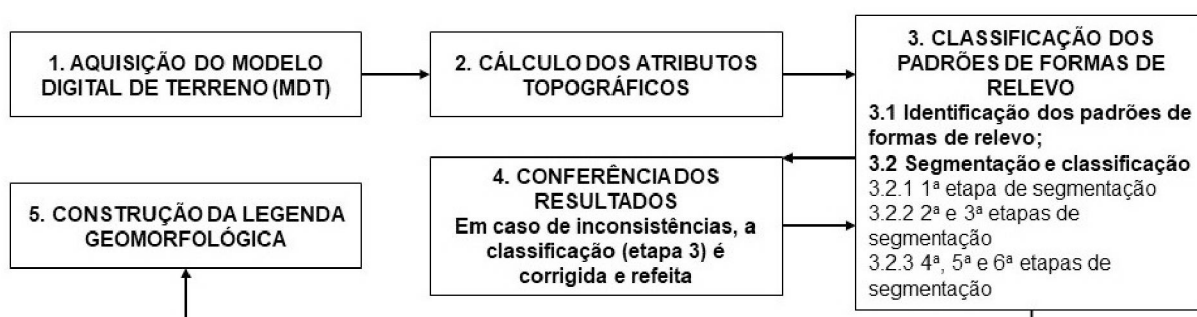
Outra potencialidade encontrada na segmentação multiresolucional e que é explorada no processo de classificação é o emprego de relações topológicas. Ou seja, relações como pertencimento, vizinhança ou proximidade que um determinado objeto de imagem possui em relação a alguma classe mapeada podem ser utilizadas como regra de classificação. Por exemplo, Anders et al. (2013) colocam a vizinhança

dos objetos de imagem em relação as drenagens como regra para classificação de uma série de formas de relevo associadas a processos fluviais.

3 MATERIAIS E MÉTODOS

A etapa metodológica desta pesquisa foi dividida em cinco fases, sendo esquematizadas no fluxograma abaixo (FIGURA 8). Todos os processamentos foram realizados nos softwares eCognition Developer 8.8 (*TRIMBLE*), com a licença do Laboratório de Sensoriamento Remoto e do Programa de Pós-Graduação em Ciências Geodésicas (Departamento de Geomática – UFPR), ArcGIS 10.1 (*ESRI*), SAGA GIS 2.3.2 e WhiteBox Tools.

FIGURA 8 - FLUXOGRAMA METODOLÓGICO.



FONTE: O autor (2020)

3.1 AQUISIÇÃO DO MODELO DIGITAL DE TERRENO

O MDT da área de estudo foi recortado do MDT *Topogrid*, do Laboratório de Pesquisas Aplicadas em Geomorfologia e Geotecnologias (LAGEO-UFPR). Este modelo foi gerado pela aplicação do algoritmo ANUDEM, da proposta de Hutchinson (1989), a partir de dados planialtimétricos vetoriais (curvas de nível, pontos cotados e hidrografia) extraídos de cartas topográficas disponibilizadas pelo IBGE e pelo Departamento de Serviço Geográfico (DSG), nas escalas 1:25.000 e 1:50.000. A resolução espacial do modelo é de 20 metros, que foi calculado por meio do método de complexidade do relevo (HENGL, 2006), apresentado na TABELA 1, do capítulo 2.2.1.

3.2 CÁLCULO DOS ATRIBUTOS TOPOGRÁFICOS

Para a realização da pesquisa, foram calculados cinco atributos topográficos, sendo: amplitude altimétrica, declividade, média da declividade, índice

de posição topográfica (IPT), média da densidade de rupturas, e relevo sombreado. Abaixo, serão abordados como foram calculados estes atributos:

- *Amplitude altimétrica*: este atributo se caracteriza como a diferença entre a maior e a menor altimetria. Esta diferença é calculada em um dado raio de análise de vizinhança circular, correspondente ao comprimento médio ou modal das vertentes (Equação 6).

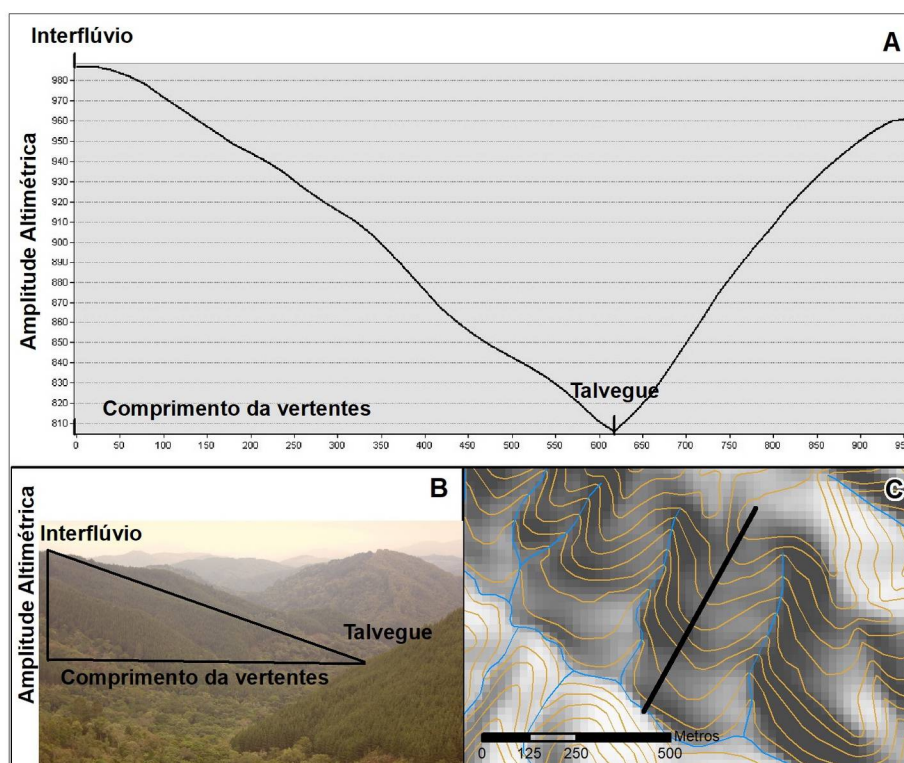
$$\text{Amplitude altimétrica} = A_{max} - A_{min} \quad (\text{Equação 6})$$

sendo A_{max} a altitude máxima presente na área do raio e A_{min} a altitude mínima.

A escolha deste critério para determinar o tamanho do raio de análise de vizinhança se dá pois, em campo, o raio de vizinhança deve corresponder a uma vertente individualizada. Por sua vez, o diâmetro resultante da aplicação do raio de vizinhança deve corresponder a duas vertentes, que assim formam uma forma de relevo individualizada que compõe um padrão de forma de relevo.

A definição dos valores de comprimento médio ou modal das vertentes é feita a partir da análise de uma série de perfis de vertentes na área de interesse, conforme a FIGURA 9. Esta lógica foi empregada anteriormente nos trabalhos de Bortolini et al. (2017; 2018) e Gomes et al. (2018).

FIGURA 9 - EXEMPLO DE PERFIL DE VERTENTE.



O comprimento da vertente é distância do cateto adjacente, pois a projeção do mapa está em planta. (A) Representação do perfil de vertente, indicando a posição e altitude do interflúvio do talvegue, além do comprimento da vertente. (B) Representação do perfil de vertente em campo. (C) Representação do perfil de vertente sobre a base altimétrica e hidrográfica.

FONTE: Adaptado de Bortolini et al. (2018).

- *Declividade*: é o atributo topográfico que indica a inclinação de um pixel em relação ao seu entorno, sendo calculada a partir de uma janela móvel *3x3 pixels* (FIGURA 10), conforme as variáveis direcionais do modelo teórico de Horn (1981) (Equação 7.1; 7.2; 7.3).

FIGURA 10 - JANELA 3X3 PIXELS.

Z_1	Z_2	Z_3
Z_4	Z_5	Z_6
Z_7	Z_8	Z_9

FONTE: Silveira e Silveira (2014)

$$f_x = \frac{[(Z_5 + 2Z_6 + Z_9) - (Z_1 + 2Z_4 + Z_7)]}{8L} \quad (\text{Equação 7.1})$$

$$f_y = \frac{[(Z_1 + 2Z_2 + Z_3) - (Z_7 + 2Z_8 + Z_9)]}{8L} \quad (\text{Equação 7.2})$$

sendo f_x o gradiente leste-oeste da janela 3×3 pixels, f_y o gradiente norte-sul e L o tamanho do pixel.

$$\text{Declividade} = \sqrt{f_x^2 + f_y^2} \quad (\text{Equação 7.3})$$

- *Média da declividade*: é caracterizada como a média dos valores de declividade dos pixels que compõem uma área (Equação 8), sendo determinada pela análise de vizinhança circular.

$$\text{Média da Declividade} = \frac{\sum D}{n} \quad (\text{Equação 8})$$

sendo $\sum D$ a soma das declividades de cada pixel abrangido pela circunferência de análise e n o número de pixels abrangidos pela circunferência.

A definição dos valores de raio de análise de vizinhança para este atributo seguiu a mesma lógica empregada no cálculo da amplitude altimétrica, levando em consideração o comprimento médio ou modal das vertentes como mostra a FIGURA 9.

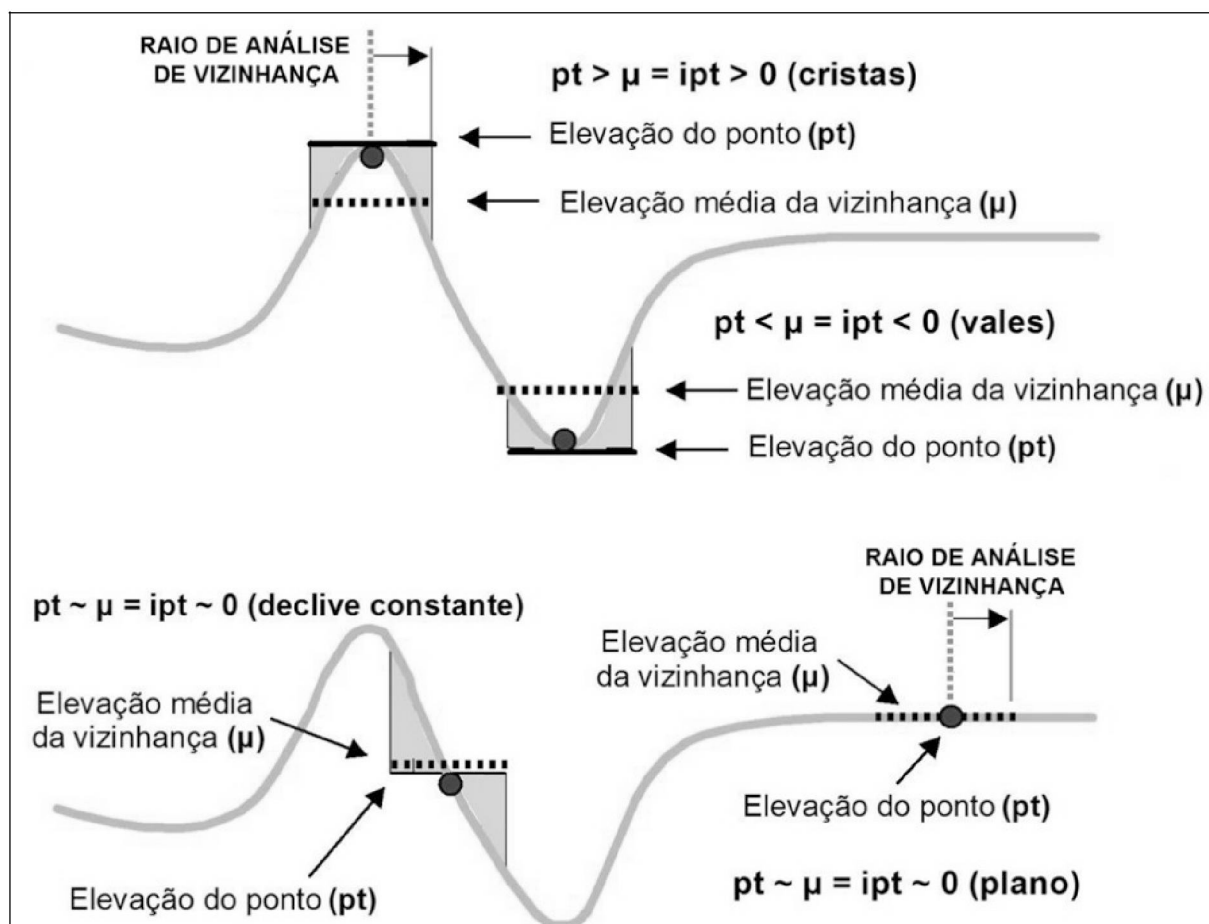
- *Índice de posição topográfica (IPT)*: é proposto por Weiss (2001) e deriva do cálculo de diferença da elevação média de Wilson e Gallant (2000). Este atributo representa a discrepância entre a elevação de um pixel central (Z_0) e a média de elevação (\bar{Z}) calculada a partir de um determinado raio de vizinhança (Equação 9).

$$IPT = Z_0 - \bar{Z} \quad (\text{Equação 9})$$

Na interpretação do índice, quando o valor do pixel for positivo significa que o relevo está mais elevado que seu entorno. Entretanto, quando o valor do pixel for negativo, significa que o relevo está abaixo em relação ao relevo do entorno. Já

quando o valor for próximo a zero, significa que o pixel está inserido em uma área plana ou no meio da vertente apresentando um declive constante (FIGURA 11).

FIGURA 11 - ÍNDICE DE POSIÇÃO TOPOGRÁFICA.



FONTE: Weiss (2001) e Silveira e Silveira (2016)

- *Relevo sombreado*: é o atributo topográfico que simula a iluminação a partir de determinados ângulos de azimuth e altitude sobre um MDT. Ele representa a textura, permitindo a visualização tridimensional do relevo. Assim como a declividade, é calculado a partir de uma janela 3×3 pixels (FIGURA 10), conforme as variáveis direcionais do modelo teórico de Horn (1981). Para esta aplicação, foi utilizado o *model shadows*, que considera tanto a iluminação local quanto o sombreamento local.

- *Média dadensidade de rupturas*: para o cálculo deste, primeiramente foi calculado o atributo topográfico densidade de rupturas, elaborado por Lindsay (2019). Este atributo está disponível na plataforma *WhiteBox Tools*, desenvolvida pelo

Geomorphometry & Hydrogeomatics Reserch Group da Universidade de Guelph, Canadá.

A densidade de rupturas é um atributo topográfico que consiste no cálculo da densidade de rupturas ou quebras na declividade. Estas rupturas/quebras na declividade ocorrem quando a diferença angular da declividade entre dois pixels vizinhos é superior a um valor determinado pelo usuário (denominado de *norm_diff*). Na sequência, calcula-se a proporção de pixels que se caracterizam como *edges* a partir de um determinado raio de análise de vizinhança (denominado de *filter*) no entorno de cada pixel (LINDSAY, 2019).

Deste modo, é necessária a determinação dos valores de *norm_diff* e *filter* por parte do usuário. Nesta pesquisa, o valor de *norm_diff* aplicado foi de 22% (ou 12°), que se refere a média da declividade da área de estudo. Quanto ao valor do *filter*, foi empregada a mesma lógica utilizada na definição dos raios de análise de vizinhança para cálculo da amplitude altimétrica e da média da declividade, que leva em consideração o comprimento médio das vertentes.

Por fim, a fim de reduzir ruídos e homogeneizar os valores da densidade de rupturas nas áreas compostas pela sequência de duas vertentes (que correspondem a uma forma de relevo individualizada), foi aplicado um filtro circular de média utilizando o mesmo valor do *filter* empregado no cálculo da densidade de rupturas, resultando assim na *média da densidade de rupturas*.

3.3 CLASSIFICAÇÃO DOS PADRÕES DE FORMAS DE RELEVO (4º TÁXON)

3.3.1 Definição e identificação dos padrões de formas de relevo

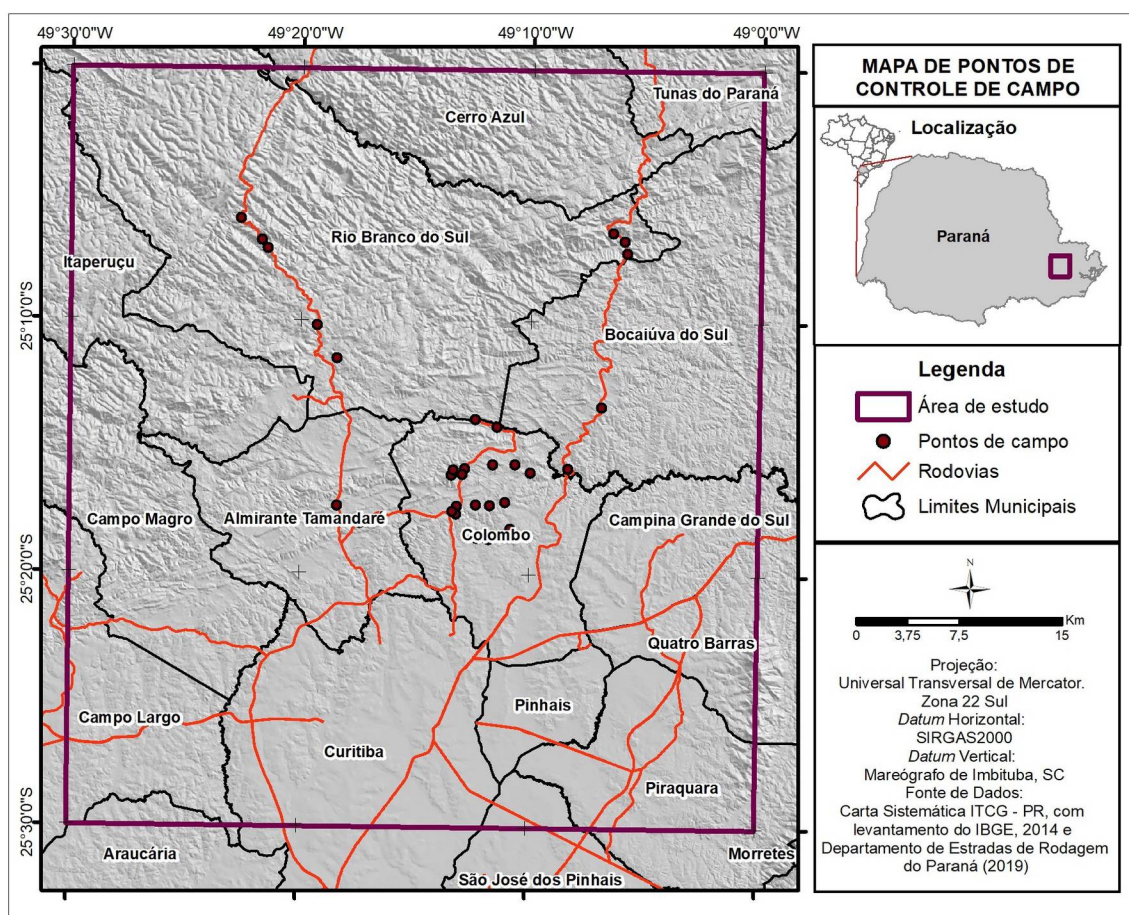
Inicialmente, foram definidas e identificadas as classes de padrões de forma de relevo presentes na área de estudo. Estas classes foram baseadas no mapeamento geomorfológico do estado do Paraná na escala 1:100.000 (Silveira et al, em fase de elaboração) e nos testes preliminares apresentados por Bortolini et al. (2017; 2018; Gomes et al. (2018), que consideram os seguintes padrões de formas de relevo: planícies fluviais, colinas, colinas onduladas, morrotes morros, morros dissecados e morros elevados. Entretanto, foram modificadas e adicionadas algumas novas classes, como subdivisões dos morrotes, morros, morros declivosos

e morros elevados. Isto se deve a aplicação do atributo topográfico *média da densidade de rupturas*, que é um atributo que apresenta novas informações sobre a textura do relevo. Estes padrões de formas de relevo ganharam em sua nomenclatura um número correspondente a *média de edges density*, sendo um número mais baixo referente a menor densidade e um número mais alto referente a maior densidade. A única exceção foram os morros elevados, onde os números indicam uma separação que leva em consideração uma relação inversa entre a amplitude altimétrica e a média da declividade e da densidade de rupturas. No caso, o número mais alto indica um relevo com amplitude altimétrica mais alta, mas com média de declividade ou densidade de rupturas mais baixa.

Este processo de identificação de novas classes foi realizado a partir do conhecimento prévio das características geomorfológicas da área e a partir da análise visual do atributo relevo sombreado, que possibilitou a classificação dos seguintes padrões de relevo: 1) planície fluvial, 2) colinas, 3) colinas onduladas, 4) morrotes I, 5) morrotes II, 6) morros I, 7) morros II, 8) morros declivosos I, 9) morros declivosos II, 10) morros declivosos III, 11) morros elevados I, 12) morros elevados II. Em um primeiro momento, referente ao processo de classificação, os padrões de formas de relevo receberam denominações simplificadas. Entretanto, em um segundo momento, quando foram analisadas dentro de seu contexto geomorfológico inseridas nas unidades do 3º táxon, elas receberam denominações distintas, sendo algumas específicas para cada subunidade morfoescultural, indicando características morfográficas particulares.

Visando auxiliar no posterior processo de segmentação e estabelecimento de regras de classificação para os padrões de formas de relevo, foram utilizados pontos de controle de campo visitados em campanhas de campo prévias. 33 pontos de controle foram visitados e tiveram características geomorfológicas descritas, conforme mostra a FIGURA 12.

FIGURA 12 - PONTOS DE CONTROLE DE CAMPO.

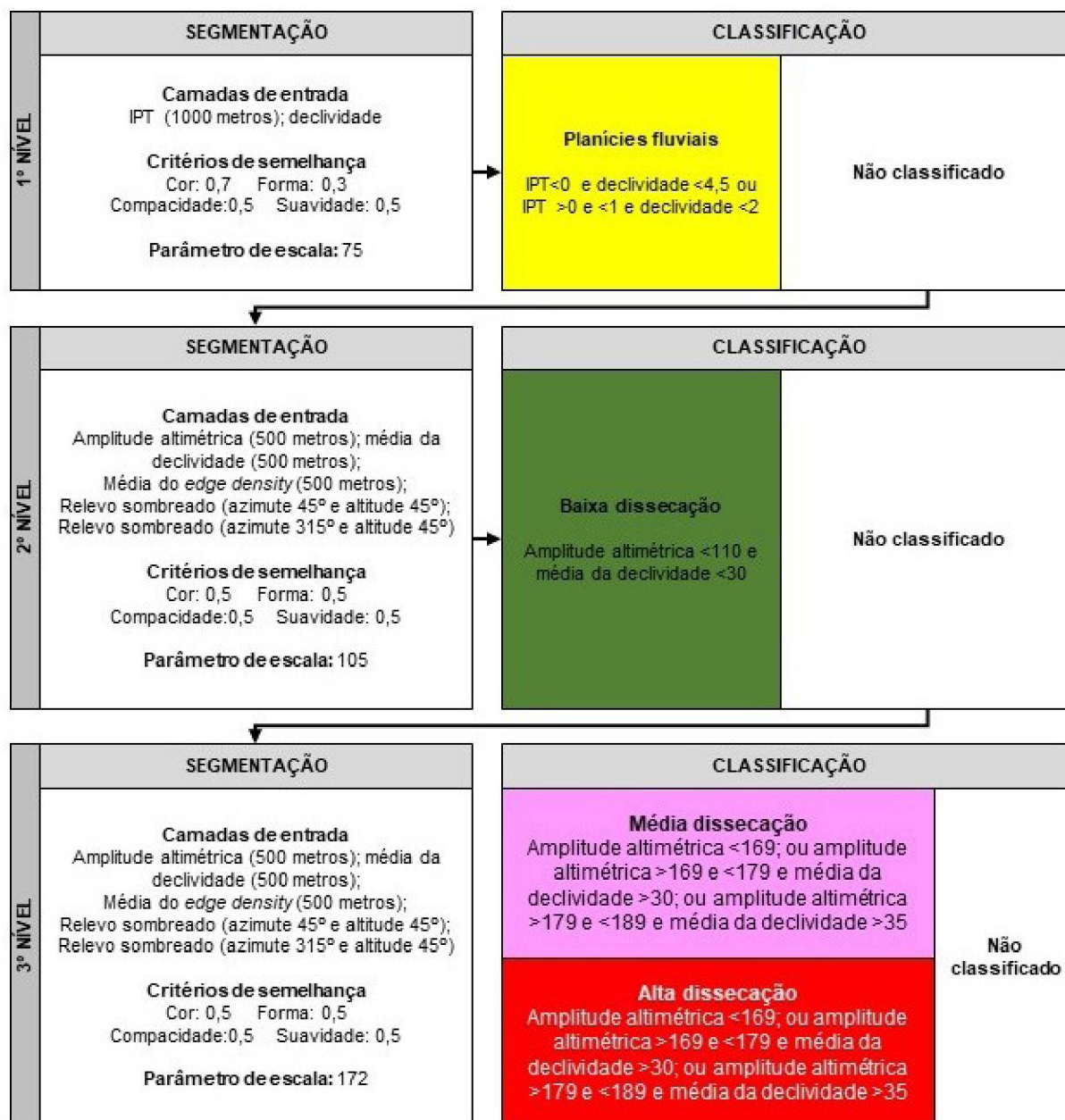


FONTE: O autor (2020)

3.3.2 Segmentação e classificação

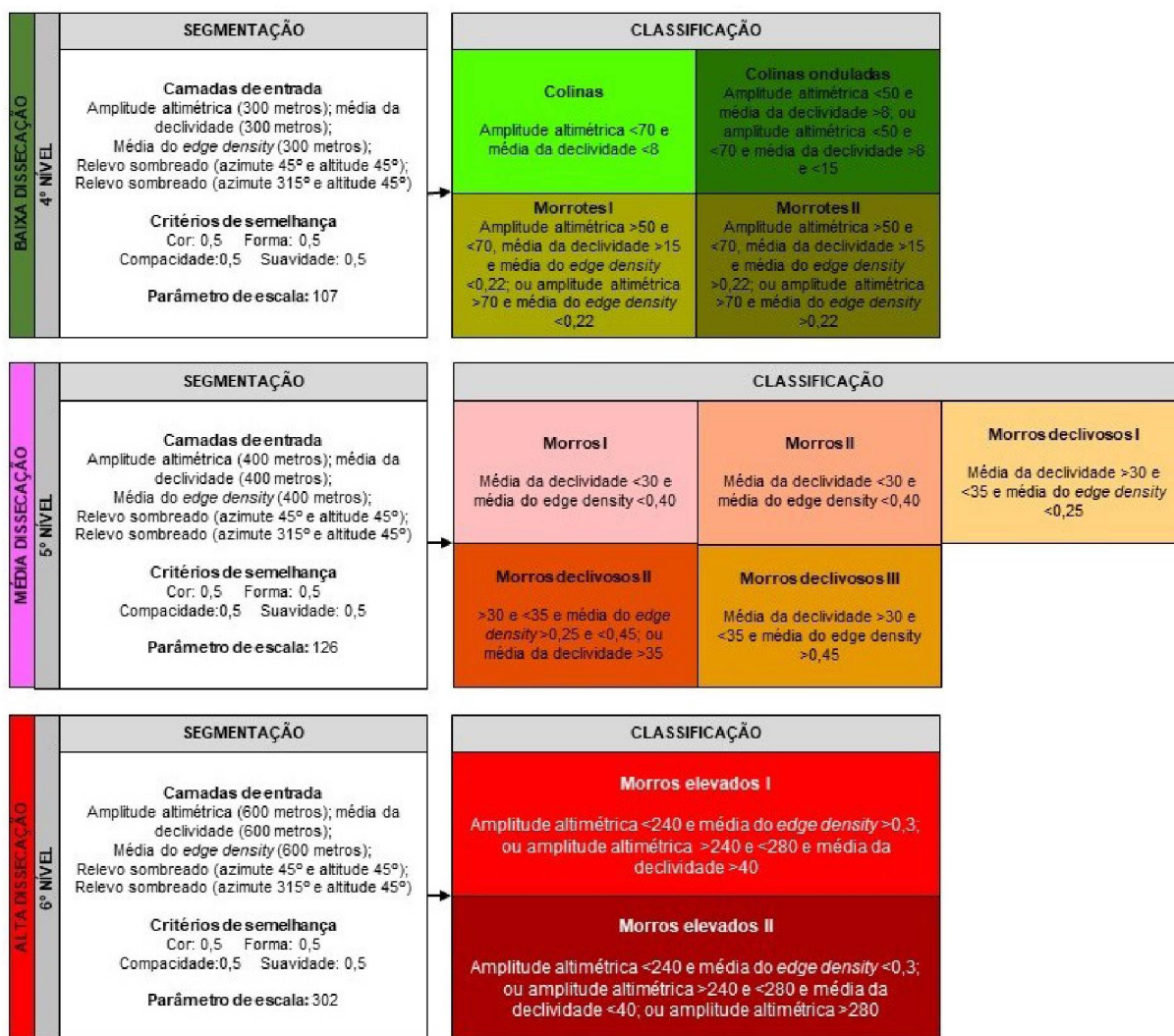
O mapeamento dos padrões de formas de relevo foi realizado em seis etapas de segmentação e classificação. A primeira etapa tratou de mapear as áreas de planícies fluviais. A segunda e a terceira etapa classificaram as áreas de baixa, média e alta dissecação. Por fim, a quarta, a quinta e a sexta etapa, trataram de segmentar e classificar os padrões de forma de relevo correspondentes as áreas de baixa, média e alta dissecação, respectivamente. A FIGURA 13 e FIGURA 14 mostram o fluxograma que sintetiza os níveis de segmentação e classificação, apresentando tanto as camadas de entrada quanto os pesos dos critérios para segmentação, além das regras para a classificação das áreas de dissecação e seus respectivos padrões de formas de relevo.

FIGURA 13 - FLUXOGRAMA DAS TRÊS PRIMEIRAS ETAPAS DE SEGMENTAÇÃO E CLASSIFICAÇÃO.



FONTE: O autor (2020)

FIGURA 14 - FLUXOGRAMA DOS TRÊS ÚLTIMOS NÍVEIS DE SEGMENTAÇÃO E CLASSIFICAÇÃO.



FONTE: O autor (2020)

3.3.2.1 Primeira etapa de segmentação e classificação

Nesta etapa foram mapeadas as planícies fluviais. Para isto, foram empregados os seguintes atributos topográficos: índice de posição topográfico (IPT), calculado a partir de uma janela circular com raio de 1000 metros; e a declividade.

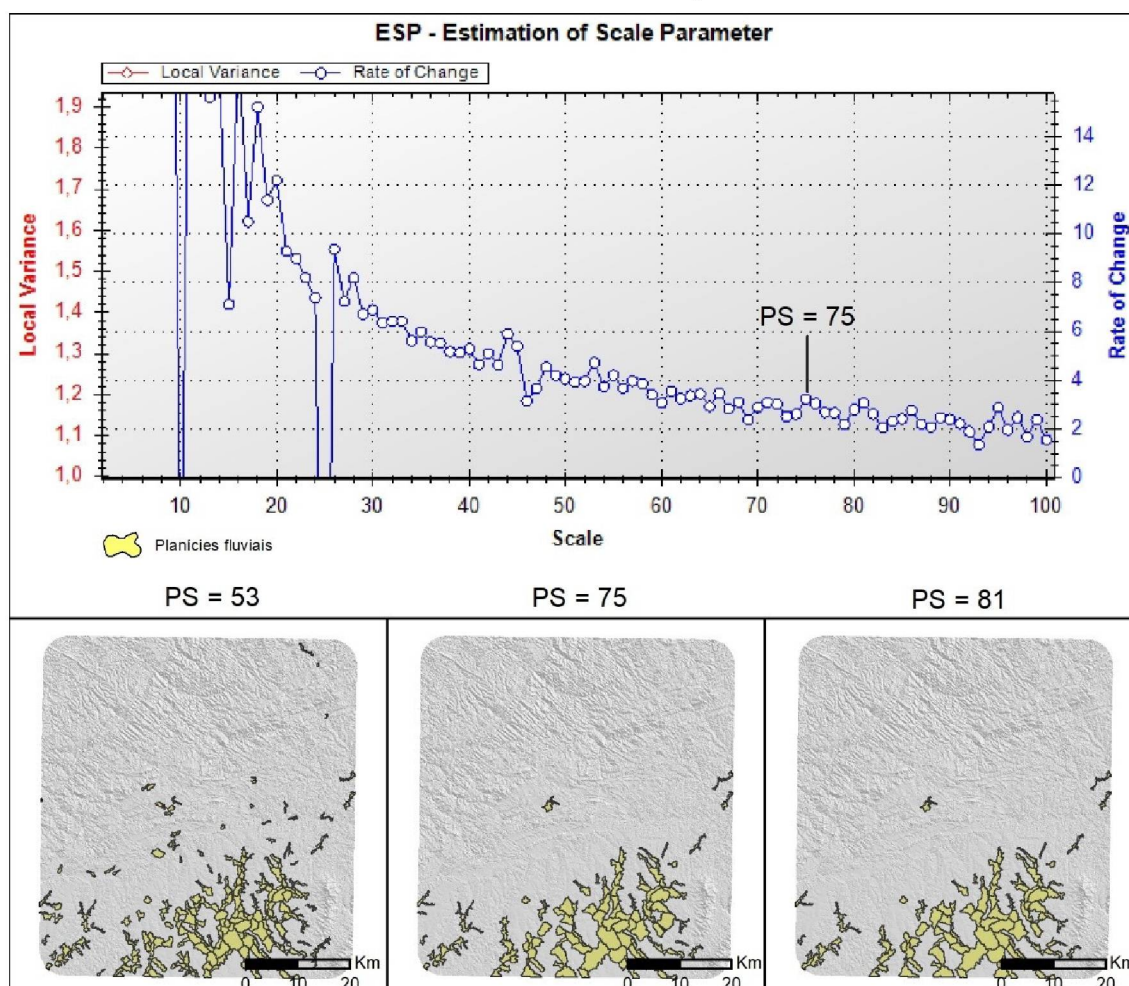
Para a segmentação dos objetos de imagem, os dois atributos topográficos citados acima tiveram seus valores padronizados, em razão de se apresentarem com unidades de mensuração distintas (no caso metros no IPT e porcentagem na declividade). Assim, o valor mais alto de cada atributo foi padronizado para o valor de 255, e o valor mais baixo para 0.

Empregando então como camadas para a segmentação o IPT e a declividade com valores padronizados e com o mesmo peso, foram definidos os

pesos de cada critério de semelhança e o parâmetro de escala. Assim, o critério forma recebeu peso 0,3 (consequentemente o critério cor recebeu peso 0,7) e o critério compacidade recebeu peso 0,5 (e consequentemente o critério suavidade recebeu peso 0,5). A escolha dos valores foi baseada nos pesos definidos por Dragut e Blaschke (2006).

Por sua vez, o parâmetro de escala foi definido por meio do uso da ferramenta *Estimator of Parameter Scale* (ESP). Dos parâmetros de escala (PS) indicados no gráfico da taxa de mudança da variância local, foi adotado o valor 75, como mostra a FIGURA 15. A escolha deste valor se deve ao fato dos objetos de imagem resultantes serem visualmente mais condizentes com as formas de relevo mapeadas. Ou seja, o gráfico faz a indicação de valores de OS, que então foram aplicados e seus resultados analisados visualmente.

FIGURA 15 - GRÁFICO DA TAXA DE MUDANÇA DA VARIÂNCIA LOCAL PARA A PRIMEIRA ETAPA DE SEGMENTAÇÃO.



FONTE: O Autor (2020)

Na sequência, os objetos de imagem foram classificados seguindo a regra de classificação demonstrada na TABELA 2:

TABELA 2 - REGRA DE CLASSIFICAÇÃO DAS PLANÍCIES FLUVIAIS EQUAÇÕES

<i>Padrão de forma de relevo</i>	<i>IPT* (m)</i>	<i>Declividade* (%)</i>
Planície fluvial	<0	<4,5
	>0 e <1	<2

*Observação: os intervalos são referentes aos valores médios dos atributos topográficos para cada objeto de imagem.

FONTE: O autor (2020)

3.3.2.2 Segunda e terceira etapas de segmentação e classificação

As duas seguintes etapas foram os responsáveis por segmentar e classificar as áreas segundo a dissecação. A segunda etapa distinguiu as áreas de baixa dissecação das demais áreas, enquanto a terceira etapa distinguiu as áreas de média dissecação e alta dissecação.

Para a segmentação da segunda etapa, foram utilizados como camadas de entrada os seguintes atributos topográficos: amplitude altimétrica, média da declividade, média da densidade de rupturas (todos calculados a partir de um raio circular de análise de vizinhança de 500 metros), relevo sombreado com azimute de 45° e altitude de 45° e relevo sombreado com azimute de 315° e altitude de 45°. Todos estes atributos foram padronizados com valores entre 255 e 0. Além disso, todos os cinco atributos topográficos receberam o mesmo peso no processo de segmentação.

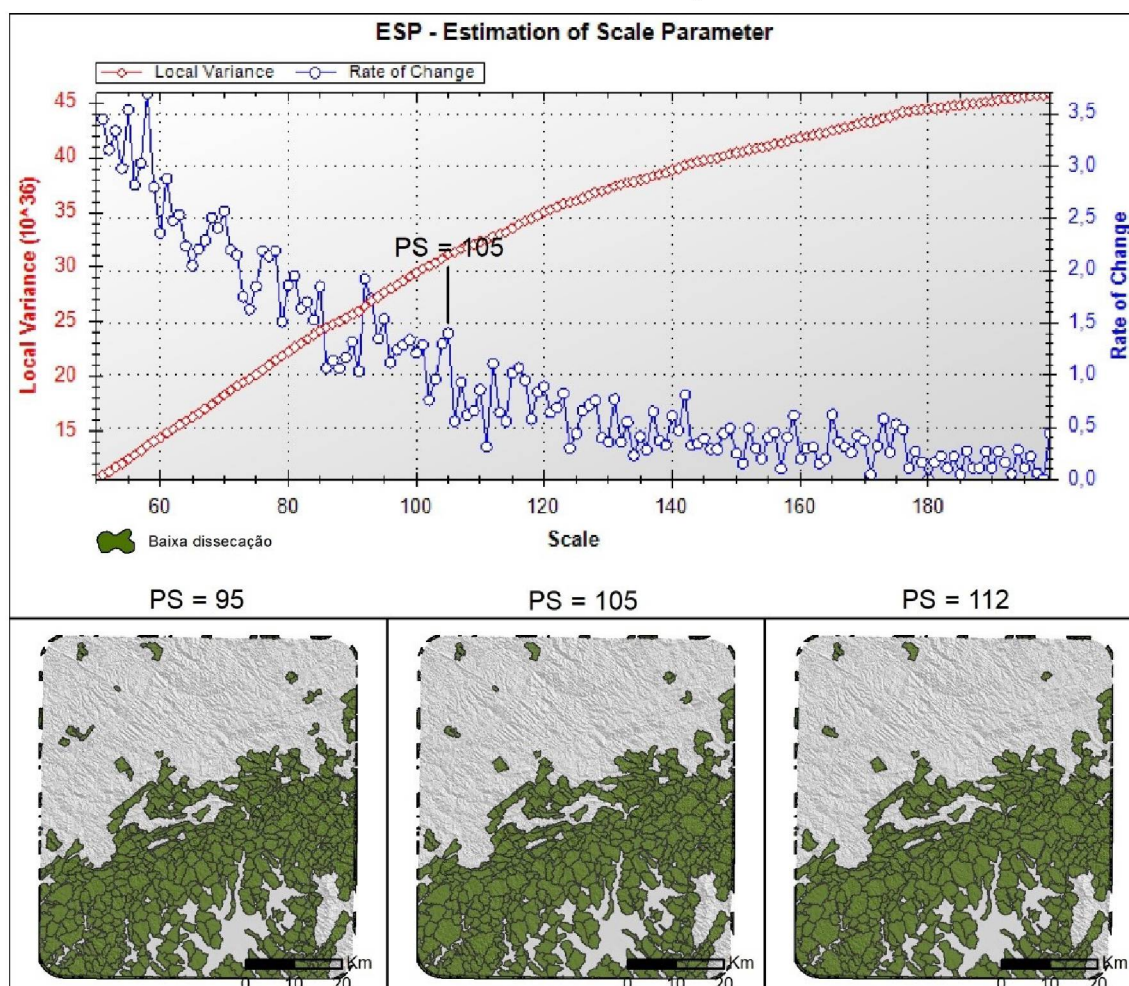
A utilização da amplitude altimétrica e da média da declividade no processo de segmentação é baseado nos trabalhos de Bortolini et al. (2017, 2018), Gomes et al. (2018) e no mapeamento geomorfológico do estado do Paraná na escala 1:100.000 (Silveira et al., em fase de elaboração), que classificaram padrões de formas de relevo a partir da discretização e combinação destes atributos topográficos. Por sua vez, a utilização dos relevos sombreados e da média da densidade de rupturas se deve ao potencial de ambos na representação de características de texturas das formas de relevo. No caso específico do relevo sombreado, o emprego dos azimutes de 45° e 315° se deve ao fato de

representarem as duas orientações mais marcantes do relevo da área, NW-SE e NE-SW, respectivamente.

Quanto ao raio de análise de vizinhança aplicado no cálculo dos atributos topográficos, foi escolhido o valor de 500 metros por se tratar do valor mais frequente de comprimento de vertente na área de estudo.

Por fim, os pesos para os critérios de semelhança foram definidos, por meio de tentativa e erro: forma = 0,5 (logo, cor = 0,5) e compacidade = 0,5 (logo, suavidade = 0,5). O parâmetro de escala (PS), determinado pela ferramenta ESP, foi o valor 105, como mostra a FIGURA 16. A escolha desse valor se deu pois os objetos de imagem resultantes, quando posteriormente classificados, representaram as áreas já previamente identificadas como padrões de formas de relevo de baixa dissecação, como as colinas e morrotes.

FIGURA 16 - GRÁFICO DA TAXA DE MUDANÇA DA VARIÂNCIA LOCAL PARA A SEGUNDA ETAPA DE SEGMENTAÇÃO.



FONTE: O Autor (2020)

Em seguida, os objetos de imagem foram classificados seguindo a regra de classificação apresentada na TABELA 3:

TABELA 3 - REGRA DE CLASSIFICAÇÃO PARA AS ÁREAS DE BAIXA DISSECAÇÃO

<i>Área de dissecação</i>	<i>Amplitude altimétrica* (m)</i>	<i>Média da Declividade* (%)</i>
Baixa dissecação	<110	<30

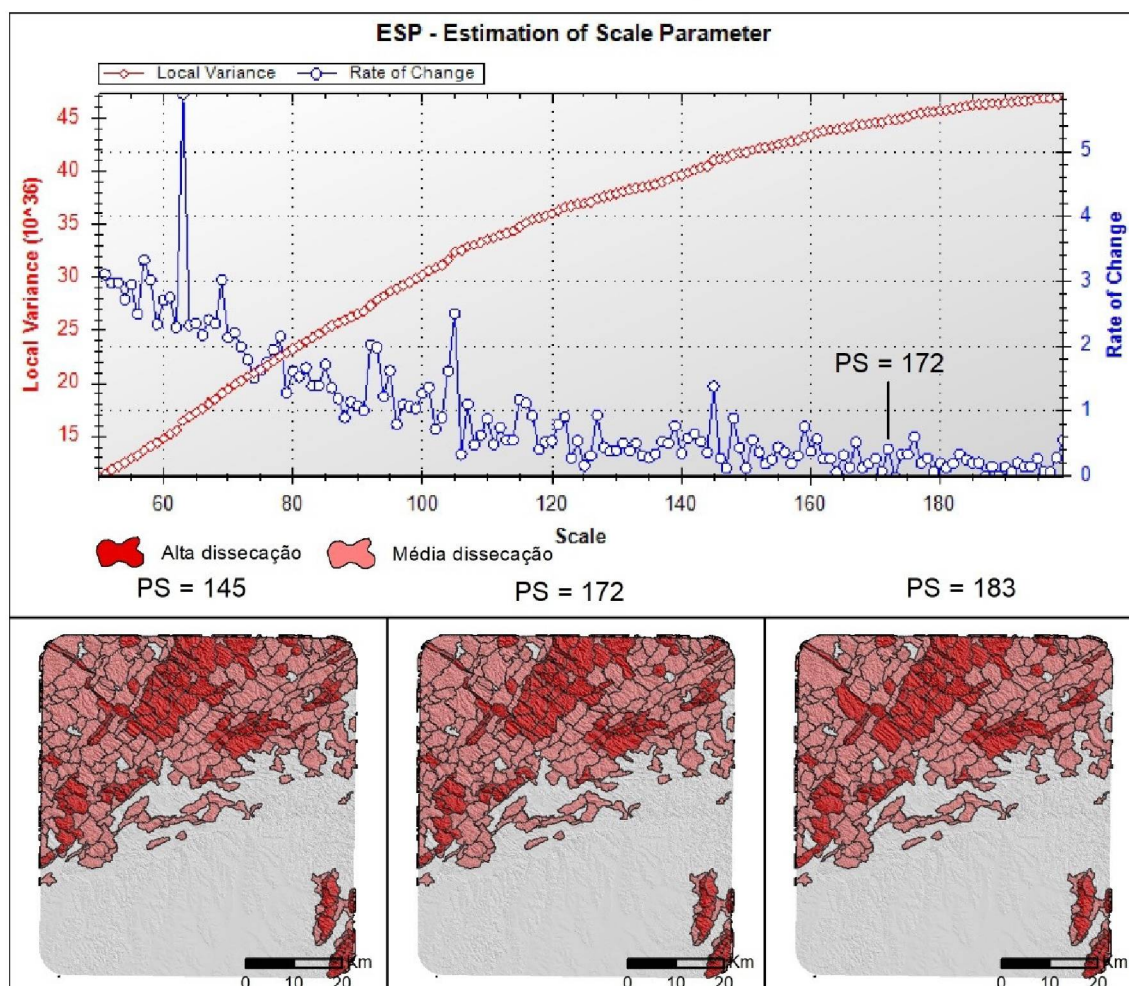
*Observação: os intervalos são referentes aos valores médios dos atributos topográficos para cada objeto de imagem.

FONTE: O autor (2020)

Na terceira etapa, foram empregados os mesmos cinco atributos topográficos padronizados como camadas de entrada para o processo de segmentação, sendo que todos receberam pesos iguais. Entretanto, o raio de análise de vizinhança escolhido para o cálculo dos atributos foi de 500 metros, pois como comentado acima se trata do valor mais frequente de comprimento de vertente na área de estudo.

Os critérios de semelhança foram definidos por tentativa e erro e receberam os seguintes pesos: forma = 0,5 (logo, cor = 0,5) e compacidade = 0,5 (logo, suavidade = 0,5). O parâmetro de escala (PS), determinado pelo auxílio da ferramenta ESP, foi o valor 172, como mostra a FIGURA 17.

FIGURA 17- GRÁFICO DA TAXA DE MUDANÇA DA VARIÂNCIA LOCAL PARA A TERCEIRA ETAPA DE SEGMENTAÇÃO.



FONTE: O Autor (2020)

Na sequência, os objetos de imagem foram classificados seguindo a regra de classificação mostrada na TABELA 4:

TABELA 4 - REGRA DE CLASSIFICAÇÃO PARA AS ÁREAS DE BAIXA DISSECAÇÃO

Área de dissecação	Amplitude altimétrica* (m)	Média da Declividade* (%)
Média dissecação	<169	Qualquer
	>169 e <179	>30
	>179 e <189	>35
Alta dissecação	>169 e <179	<30
	>179 e <189	<35
	>189	Qualquer

*Observação: os intervalos são referentes aos valores médios dos atributos topográficos para cada objeto de imagem.

FONTE: O autor (2020)

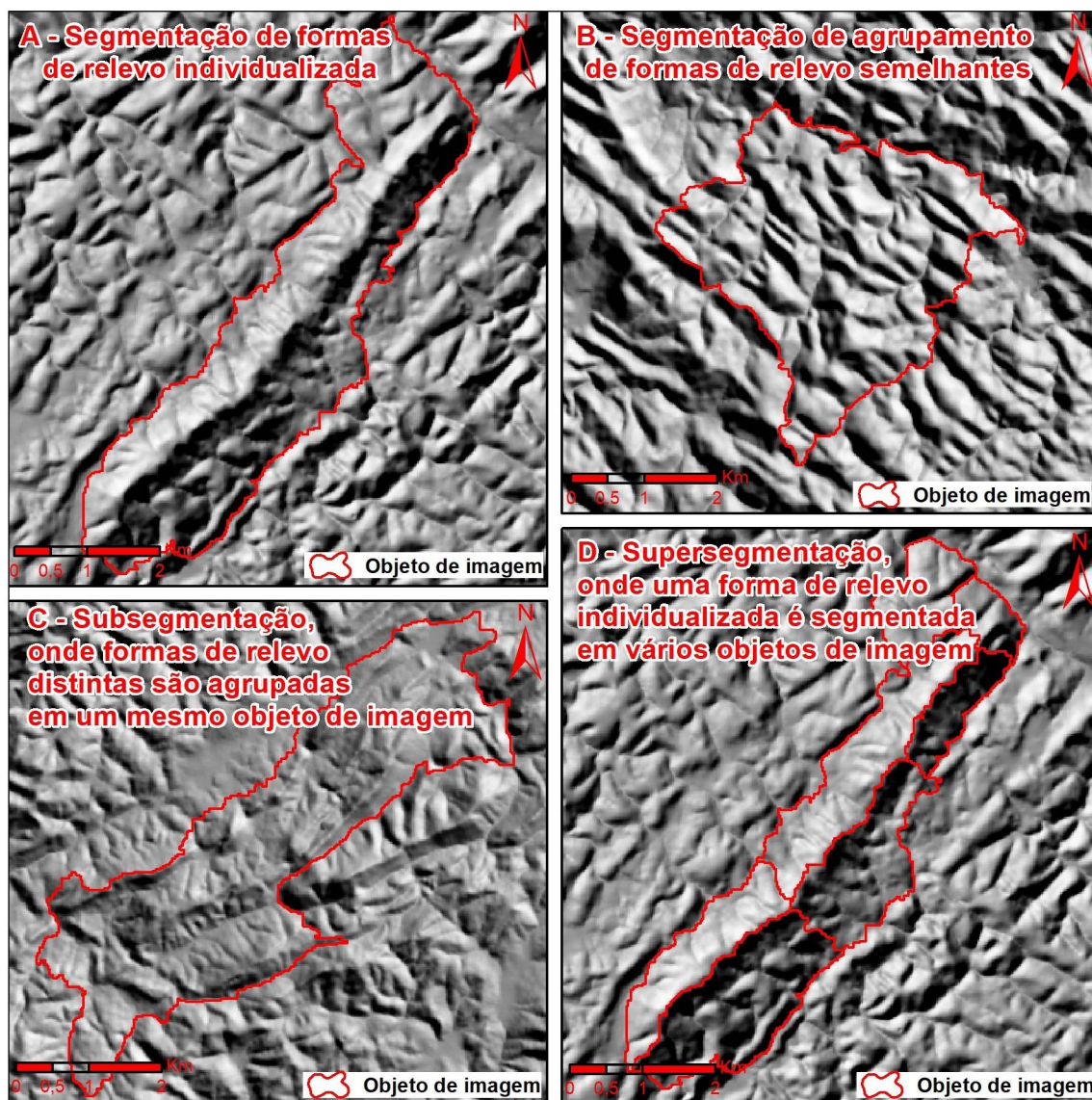
3.3.2.3 Quarta, quinta e sexta etapas de segmentação e classificação

As últimas três etapas foram os responsáveis pela segmentação e classificação dos padrões de formas de relevo. A quarta etapa deu conta dos padrões de baixa dissecação (colinas, colinas onduladas, morrotes 1 e morrotes 2), a quinta etapa dos padrões de média dissecação (morros, morros declivosos 1, morros declivosos 2 e morros declivosos 3) e a sexta etapa deu conta dos padrões de alta dissecação (morros elevados 1 e morros elevados 2).

Para o processo de segmentação também foram empregados os atributos topográficos amplitude altimétrica, média da declividade, média da densidade de rupturas, relevo sombreado com azimuth de 45° e relevo sombreado com azimuth de 315°, todos recebendo peso 1. Entretanto, os três primeiros atributos topográficos foram calculados a partir de raios de análise de vizinhança distintos para cada etapa. Na quarta etapa, foi utilizado raio de 300 metros, na quinta etapa raio de 400 metros e na sexta etapa raio de 600 metros, considerando que estes são os comprimentos de vertente mais frequentes nas áreas de baixa, média e alta dissecação, respectivamente.

Os critérios de semelhança empregados receberam os seguintes pesos: forma = 0,5 (logo, cor = 0,5) e compacidade = 0,5 (logo, suavidade = 0,5). Os parâmetros de escala para a quarta, quinta e sexta etapas variam, sendo estes escolhidos a partir do auxílio da ferramenta ESP. Foram testando os valores indicados pela ferramenta e foi utilizado o valor de PS para cada etapa que resultasse em objetos de imagem que representassem de maneira mais condizente as formas de relevo individualizadas ou um agrupamento de formas de relevo semelhantes (FIGURA 18).

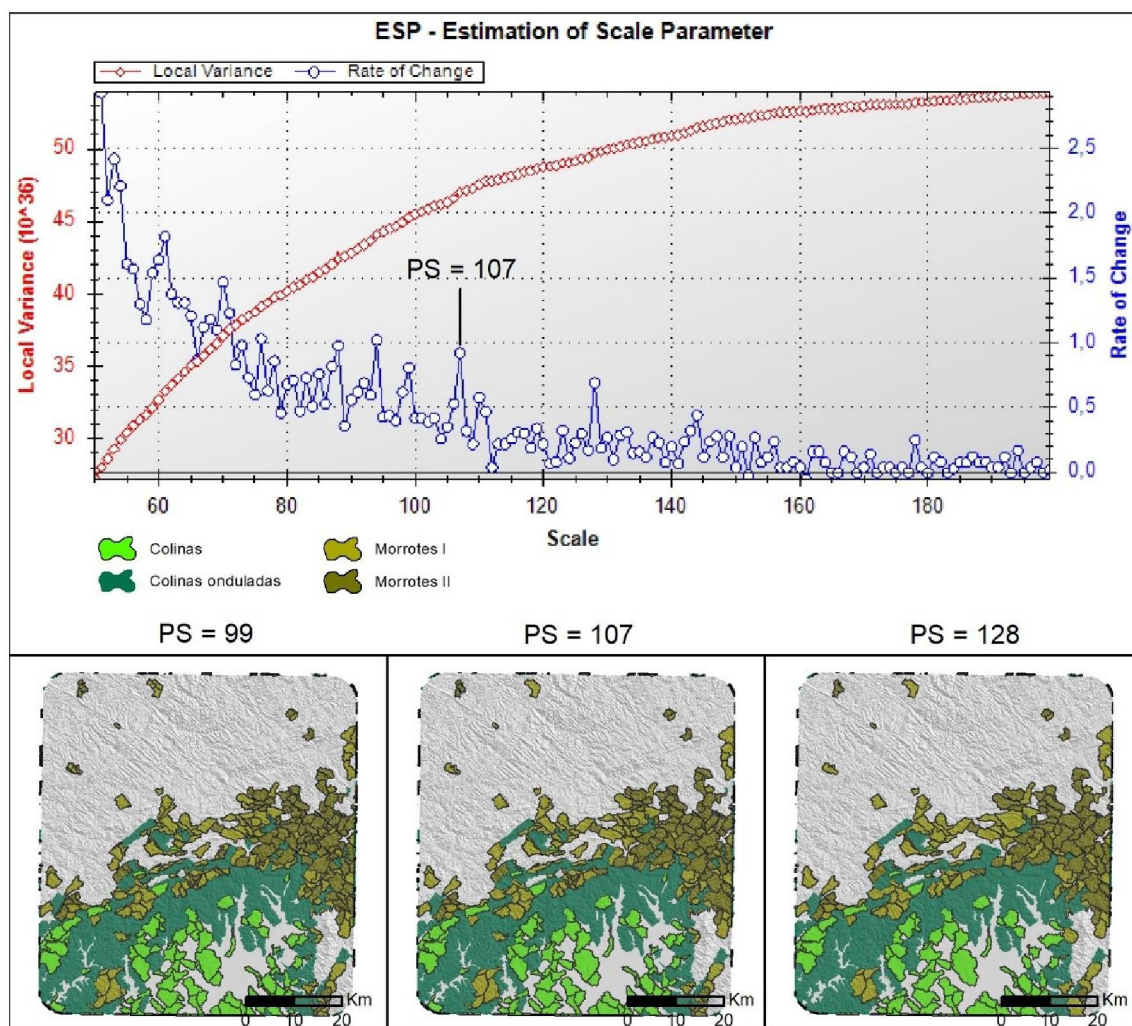
FIGURA 18 – EXEMPLOS DE SEGMENTAÇÃO CORRETA E INCORRETA DE FORMAS DE RELEVO



FONTE: O autor (2020)

O valor utilizado para a quarta etapa foi 107, sendo este definido pela aplicação da ferramenta ESP, conforme mostra a FIGURA 19.

FIGURA 19 - GRÁFICO DA TAXA DE MUDANÇA DA VARIÂNCIA LOCAL PARA A QUARTA ETAPA DE SEGMENTAÇÃO.



FONTE: O Autor (2020)

Após a segmentação, os objetos de imagem gerados por este processo foram classificados para cada etapa seguindo os seguintes critérios apresentados na TABELA 5:

TABELA 5 - REGRA DE CLASSIFICAÇÃO DA QUARTA ETAPA

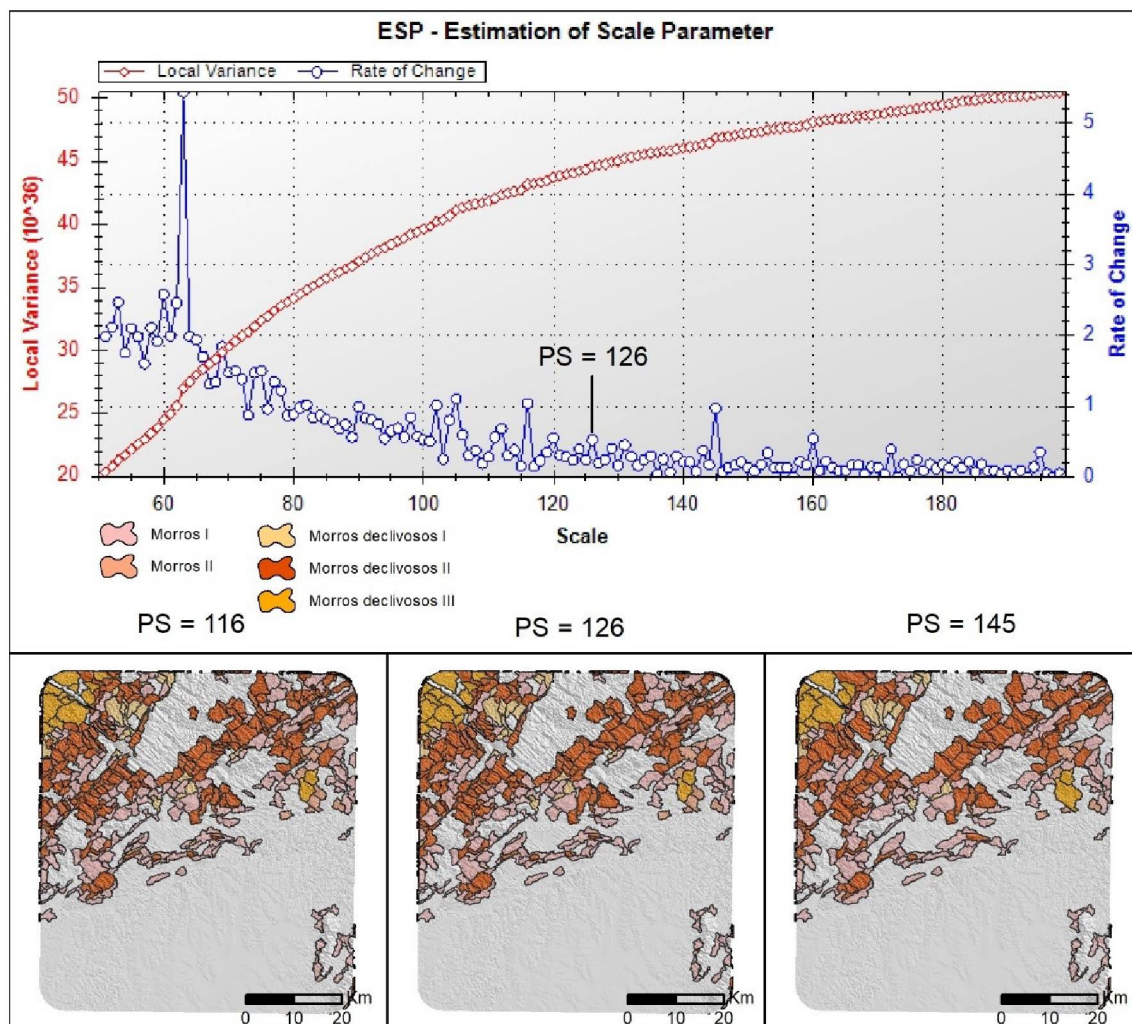
<i>Padrão de forma de relevo</i>	<i>Amplitude altimétrica* (m)</i>	<i>Média da Declividade* (%)</i>	<i>Média da densidade de rupturas *</i>
Colinas	<70	<8	Qualquer
Colinas onduladas	<50	>8	Qualquer
	>50 e <70	>8 e <15	Qualquer
Morrotes I	>50 e <70	>15	<0,22
	>70	Qualquer	<0,22
Morrotes II	>50 e <70	>15	>0,22
	>70	Qualquer	>0,22

*Observação: os intervalos são referentes aos valores médios dos atributos topográficos para cada objeto de imagem.

FONTE: O autor (2020)

O parâmetro de escala adotado para a quinta etapa foi 126, conforme mostra a FIGURA 20.

FIGURA 20 - GRÁFICO DA TAXA DE MUDANÇA DA VARIÂNCIA LOCAL PARA A QUINTA ETAPA DE SEGMENTAÇÃO.



FONTE: O Autor (2020)

Os objetos de imagem da quinta etapa foram classificados segundo a regra de classificação mostrada na TABELA 6:

TABELA 6 - REGRA DE CLASSIFICAÇÃO DA QUINTA ETAPA

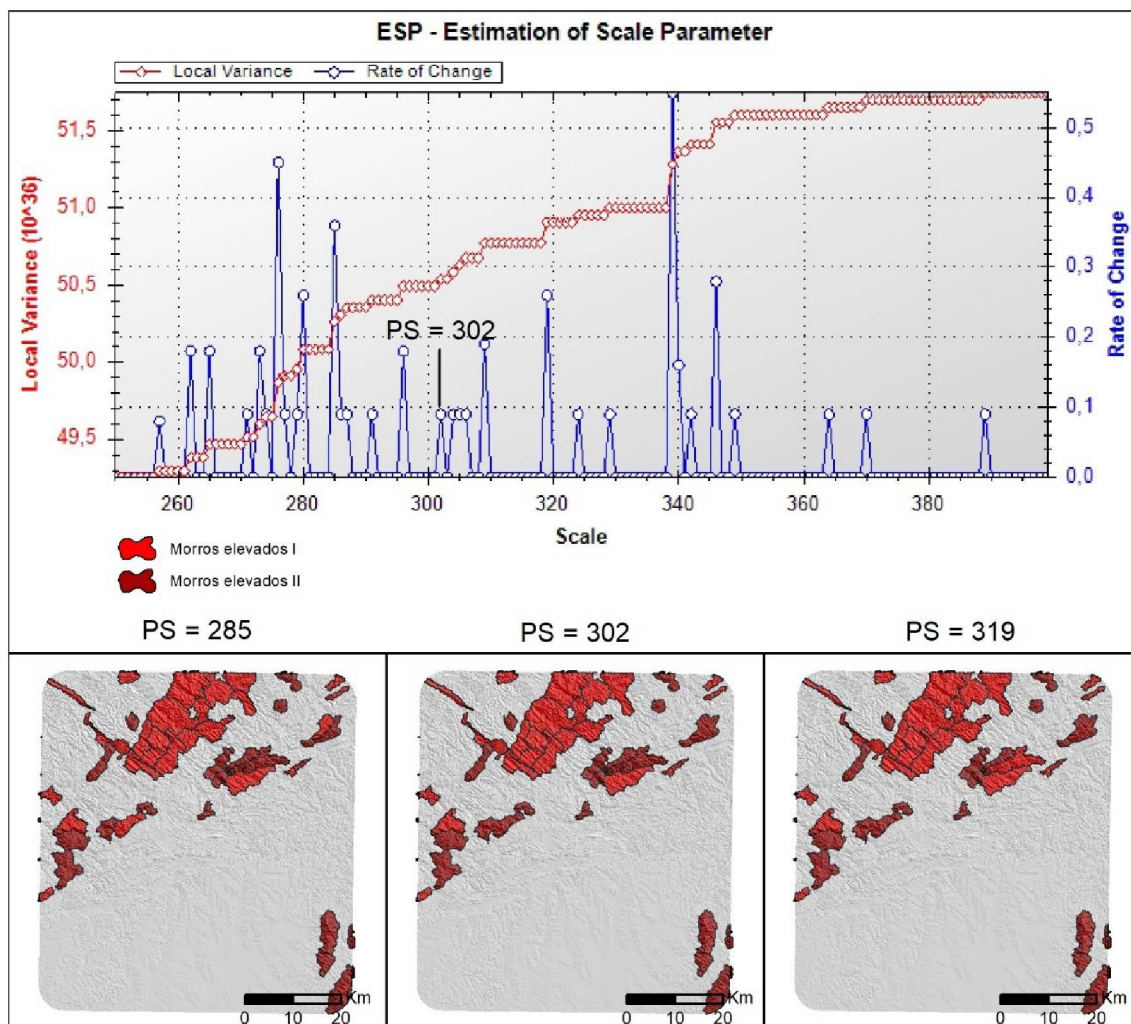
<i>Padrão de forma de relevo</i>	<i>Amplitude altimétrica* (m)</i>	<i>Média da Declividade* (%)</i>	<i>Média da densidade de rupturas*</i>
Morros I	Qualquer	<30	<0,40
Morros II	Qualquer	<30	>0,40
Morros declivosos I	Qualquer	>30 e <35	<0,25
Morros declivosos II	Qualquer	>30 e <35	>0,25 e <0,45
	Qualquer	>35	Qualquer
Morros declivosos III	Qualquer	>30 e <35	>0,45

*Observação: os intervalos são referentes aos valores médios dos atributos topográficos para cada objeto de imagem.

FONTE: O autor (2020)

O parâmetro de escala adotado para a sexta etapa foi o valor de 302, conforme mostra a FIGURA 21.

FIGURA 21 - GRÁFICO DA TAXA DE MUDANÇA DA VARIÂNCIA LOCAL PARA A SEXTA ETAPA DE SEGMENTAÇÃO.



FONTE: O Autor (2020)

Os objetos de imagem da sexta etapa foram classificados segundo a regra de classificação apresentada na TABELA 7:

TABELA 7 - REGRA DE CLASSIFICAÇÃO DA SEXTA ETAPA

<i>Padrão de forma de relevo</i>	<i>Amplitude altimétrica* (m)</i>	<i>Média da Declividade* (%)</i>	<i>Média da densidade de rupturas*</i>
Morros elevados I	<240	Qualquer	>0,3
	>240 e <280	>40	Qualquer
Morros elevados II	<240	Qualquer	<0,3
	>240 e <280	<40	Qualquer
	>280	Qualquer	Qualquer

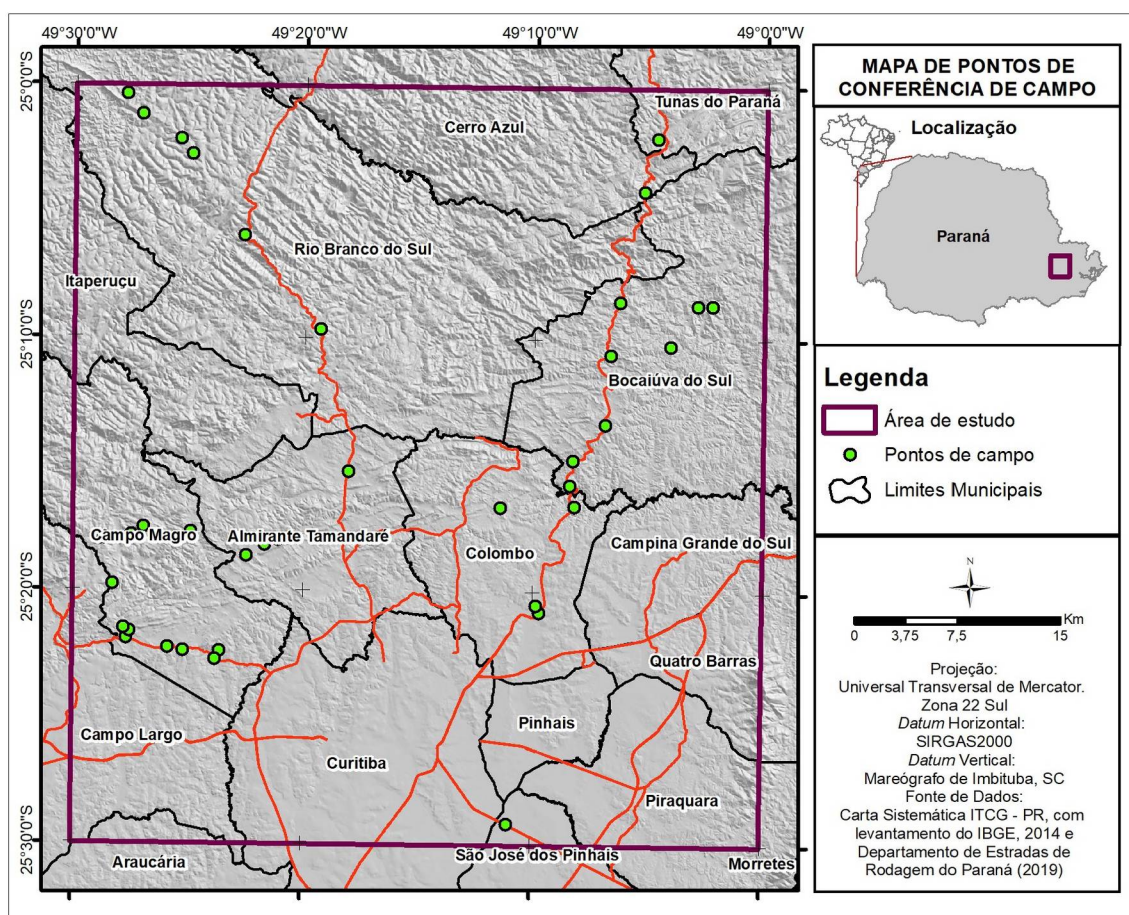
*Observação: os intervalos são referentes aos valores médios dos atributos topográficos para cada objeto de imagem.

FONTE: O autor (2020)

3.4 CONFERÊNCIA DOS RESULTADOS

A conferência dos resultados obtidos pelo mapeamento foi realizada por meio de duas campanhas de campo. Nestas campanhas, foram visitados 38 pontos (FIGURA 22), com o intuito de comparar os resultados com a realidade de campo. Nestes pontos foram tiradas fotografias georreferenciadas em solo e a partir de voos de um drone do modelo *DJI Phantom 3 Professional*. Ao total, foram percorridos aproximadamente 200 km, tanto em rodovias quanto em estradas vicinais.

FIGURA 22 - MAPA DOS PONTOS DE CONFERÊNCIA DE CAMPO.



FONTE: O autor (2020)

3.5 CONSTRUÇÃO DA LEGENDA GEOMORFOLÓGICA

A representação gráfica das unidades e formas de relevo foi baseada na adaptação da legenda da própria proposta de Ross (1992) realizada por Silveira e Silveira (2019). Os limites das subunidades morfoesculturais (3º táxon) são representados por um contorno preto, onde um código formado por três algarismos identifica as unidades morfoestruturais, unidades morfoesculturais e subunidades morfoesculturais, respectivamente. Os códigos empregados foram os mesmos definidos no mapeamento das subunidades morfoesculturais, que alcançou o terceiro nível taxonômico de Ross (OKA-FIORI et al., 2006).

Os padrões de formas de relevo (4º táxon) foram representados por polígonos, diferenciados uns dos outros pela cor. O padrão de forma de relevo planícies fluviais, que possui gênese associada a processos agradacionais, é representado pela cor amarela, por esta ser a cor que representa tematicamente,

segundo a carta estratigráfica internacional (IUGS, 2018), os depósitos holocênicos, correspondentes aos ambientes fluviais de formação. As demais classes desta etapa taxonômico foram representadas por outras cores, como verde e suas matizes para as áreas de baixa dissecação, rosa e laranja e seus matizes para representar as áreas de média dissecação e vermelho para representar as áreas de alta dissecação. Os matizes mais escuros representaram os padrões de formas de relevo mais dissecados dentro de cada nível de dissecação, enquanto os matizes mais claros representaram os padrões de forma de relevo menos dissecados.

A representação gráfica é acompanhada por uma tabela que sintetiza os níveis hierárquicos taxonômicos da área de estudo. Ela apresenta os quatro níveis taxonômicos, indicando quais unidades de relevo estão contidas em cada unidade do nível hierárquico superior. Os três primeiros táxons são representados pelos seus respectivos códigos e nomes, enquanto o quarto táxon é representado por um código que associa o código da subunidade morfoescultural no qual a classe está contida e um código composto por três letras que representam o padrão de forma de relevo, além do próprio nome do padrão de forma de relevo.

A maneira empregada para representar o quarto táxon trata as áreas de um mesmo padrão de formas de relevo em subunidades morfoesculturais diferentes como unidades de relevo distintas. Isto se deve, pois, uma mesma classe de relevo do 4º táxon possui características morfogenéticas, morfocronológicas e morfográficas distintas conforme a unidade do 3º táxon no qual está inserida, inclusive podendo receber uma denominação diferente. Isto permite que estas diferenças possam ser mais bem apresentadas e discutidas no texto que acompanha o mapa dos padrões de formas de relevo.

4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

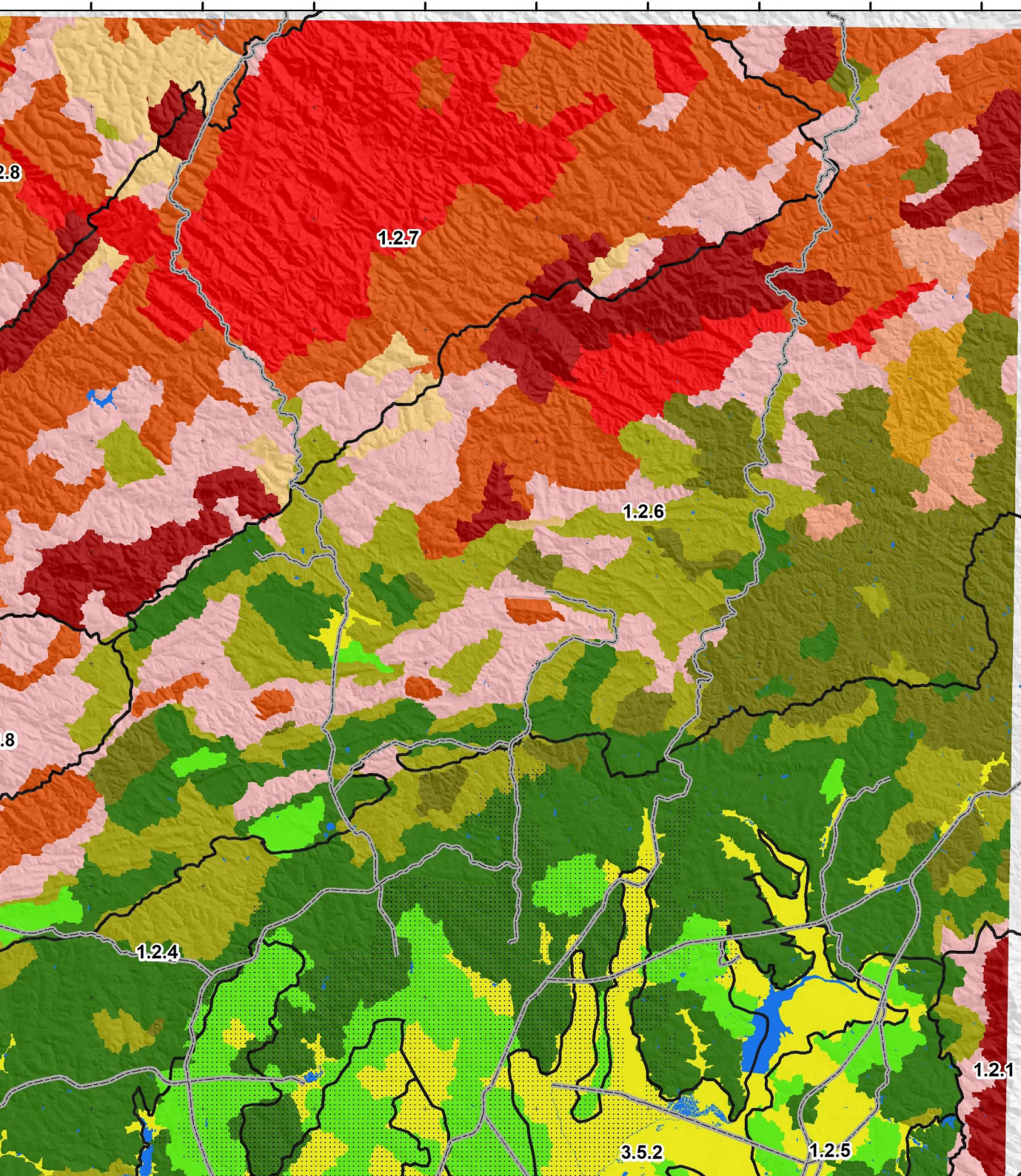
Este capítulo, que apresenta os resultados e as discussões, será dividido em três seções: a primeira apresenta o mapa final dos padrões de formas de relevo; a segunda discute sobre as potencialidades e limitações da aplicação da segmentação multiresolucional no mapeamento destas formas de relevo; e a terceira discute geomorfologicamente os padrões de formas de relevo no contexto das subunidades morfoesculturais as quais estão inseridas.

4.1 MAPEAMENTO DOS PADRÕES DE FORMAS DE RELEVO

Para toda a área de estudo, foram mapeadas 12 classes de relevo. Entretanto, considerando que cada classe de relevo assume características distintas no contexto de cada subunidade morfoescultural, existem então 40 padrões de formas de relevo (FIGURA 23).

MAPA DE PADRÕES DE FORMAS DE RELEVO

Carta Curitiba - MI 2842



	1º TÁXON	2º TÁXON	3º TÁXON	4º TÁXON	
1 Cinturão Orogênico do Atlântico		1.2 Primeiro Planalto	1.2.1 Blocos Soerguidos do Primeiro Planalto	121CON - Colinas onduladas	
				121MT1 - Morrotes alongados	
				121MO1 - Morros alongados	
				121ME2 - Morros elevados fortemente elevados e alongados	
				124PFL - Planícies fluviais	
				124COL - Colinas alongadas	
				1.2.4 Planalto de Curitiba	124CON - Colinas onduladas com topos planos
					124MT1 - Morrotes
					124MT2 - Morrotes fortemente ondulados
					124MO1 - Morros
					125PLF - Planícies fluviais
					1.2.5 Planalto do Alto Iguaçu
			125CON - Colinas onduladas		
			125MT1 - Morrotes		
			126PLF - Planícies fluviais de cabeceira de drenagem		
			126COL - Colinas		
			126CON - Colinas onduladas alongadas		
			1.2.6 Planalto Dissecado de Tunas do Paraná	126MT1 - Morrotes alongados	
				126MT2 - Morrotes fortemente ondulados	
				126MO1 - Morros	
				126MO2 - Morros com fortes quebras de relevo	
				126MD1 - Morros extremamente ondulados	
				126MD2 - Morros declivosos	
				126MD3 - Morros declivosos com fortes quebras de relevo	
				126ME1 - Morros elevados alongados	
				126ME2 - Morros elevados fortemente elevados e alongados	
				1.2.7 Planalto Dissecado de Rio Branco do Sul	127MT1 - Morrotes alongados
					127MT2 - Morrotes fortemente ondulados
					127MO1 - Morros
			127MD1 - Morros extremamente ondulados		
127MD2 - Morros declivosos					
127ME1 - Morros elevados fortemente declivosos e alongados					
1.2.8 Planalto Dissecado do Alto Ribeira	127ME2 - Morros elevados alongados				
	128MT1 - Morrotes alongados				
	128MO1 - Morros				
	128MD1 - Morros extremamente ondulados e alongados				
	128MD2 - Morros declivosos alongados				
	128MD3 - Morros declivosos com fortes quebras de relevo				
3 Bacias Sedimentares Cenozoicas e Depressões Tectônicas	3.5 Planícies	3.5.2 Planícies Fluviais	352PLF - Planícies fluviais		
			352COL - Colinas		

4.2 SEGMENTAÇÃO MULTIRESOLUCIONAL APLICADA AO MAPEAMENTO DE PADRÕES DE FORMAS DE RELEVO – POTENCIALIDADES E LIMITAÇÕES

A aplicação do método baseado na segmentação multiresolucional para mapeamento de padrões de formas de relevo demonstrou importantes potencialidades, que apontam para a viabilidade do seu uso, além de demonstrar a viabilidade para o desenvolvimento de outras metodologias para o mapeamento de formas de relevo. Entretanto, algumas limitações foram identificadas, sendo importante analisá-las e discuti-las, pensando inclusive em novas maneiras de explorar a técnica visando minimizar estas limitações encontradas.

No processo de segmentação multiresolucional, inicialmente é necessário a definição dos critérios de semelhança e o parâmetro de escala. O primeiro, que diz respeito aos pesos dos critérios de heterogeneidade espectral (cor) e espacial (forma), foram embasados nas aplicações já existentes no campo da análise digital do relevo e por testes de tentativa e erro, encontrando duas combinações de pesos a serem aplicadas: 0,3 (cor) e 0,7 (forma) para o 1ª etapa de segmentação, e 0,5 (cor) e 0,5 (forma) para os demais etapas.

O segundo critério, que se trata do parâmetro de escala e que está intimamente ligado ao tamanho dos objetos de imagem a serem segmentados, requereu a aplicação da ferramenta ESP para auxiliar na escolha dos valores a serem utilizados. A aplicação da ferramenta (FIGURAS 15, 16, 17, 19, 20 e 21) possibilitou a escolha dos seguintes valores para cada etapa de segmentação: 75 (1ª etapa), 105 (2ª etapa), 172 (3ª etapa), 107 (4ª etapa), 126 (5ª etapa) e 302 (6ª etapa).

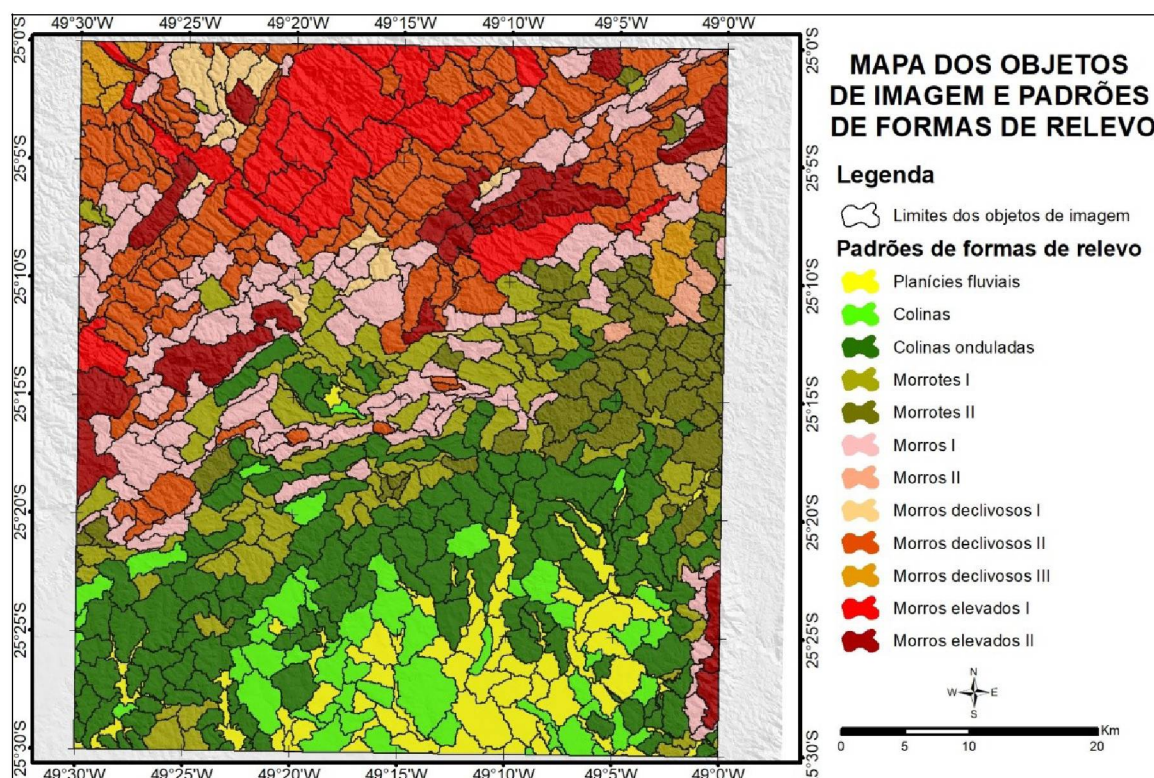
Os valores escolhidos mostraram relação com o nível de dissecação do relevo segmentado e classificado em cada etapa. As planícies fluviais, de menor dissecação, foram segmentadas pelo menor parâmetro de escala empregado (75). Nas duas etapas de segmentação empregadas para classificar as áreas de baixa, média e alta dissecação (2ª e 3ª etapas), o valor mais baixo foi empregado para segmentar as áreas de baixa dissecação, enquanto o valor mais alto foi empregado para classificar as áreas de média e alta dissecação. Nas etapas seguintes, para a segmentação das unidades do 4º táxon, os padrões de formas de relevo de baixa dissecação foram segmentados a partir do uso de um parâmetro de escala mais baixo, de valor 107, enquanto os de média dissecação foram segmentados a partir

de um valor intermediário (126) e os de alta dissecação, por um valor mais alto (302). Esta lógica de relação entre dissecação do relevo a ser segmentado e classificado e o parâmetro de escala é explicado devido a maior heterogeneidade morfométrica e morfológica presente nos relevos mais dissecados e ao maior comprimento de vertentes (e consequente maior área) destas formas de relevo, fazendo-se assim necessário o uso de um parâmetro de escala maior para segmentá-las de forma correta.

Como observado, a definição dos critérios de segmentação está sujeita a grande subjetividade. Mesmo a definição do parâmetro de escala, que é auxiliado pela ferramenta ESP, que fornece possíveis valores, ainda mantém considerável subjetividade. É necessário nesta etapa o mapeador ter bem definido o que são, como são, e quais os limites dos objetos (no caso, as formas de relevo) a serem segmentados e classificados. Por isto, trabalhos de campo e escritório para identificar e caracterizar previamente os padrões de formas existentes na área de estudo, além da identificação de áreas amostrais, é de extrema importância. Caso o contrário, a calibração dos critérios de segmentação ficará seriamente comprometida.

Com a definição dos critérios e aplicação do processo de segmentação nas seis etapas trabalhadas, obteve-se 773 objetos de imagens (FIGURA 24). Estes variaram de objetos com área de $44,49\text{km}^2$, a até $0,002\text{km}^2$. O tamanho médio dos objetos de imagem é de $3,61\text{km}^2$, sendo o desvio padrão $3,43\text{km}^2$. Estas informações levam em consideração apenas os objetos de imagem segmentados na área de estudo, excluindo-se os objetos segmentados na zona de vizinhança de 5km do entorno da área de estudo, utilizada para minimizar problemas no processo de cálculo dos atributos topográficos e na de segmentação devido à falta dados. Também é necessário considerar que muitos dos objetos se localizam no limite da área de estudo e que eles têm continuidade fora deste limite.

FIGURA 24 - OBJETOS DE IMAGEM SEGMENTADOS



FONTE: O autor (2020)

Quando se analisa por etapa de segmentação dos padrões de formas de relevo (TABELA 8), observam-se algumas relações entre o tamanho médio dos objetos de imagem, o parâmetro de escala aplicado e o raio de análise de vizinhança utilizado para o cálculo dos atributos topográficos. O 1ª etapa, onde foi empregado o menor parâmetro de escala (75), apresentou a menor área média por objeto de imagem. Por sua vez, o 6ª etapa, onde foi empregado o maior parâmetro de escala (302), os objetos apresentaram a maior área média. Entretanto, isto não foi observado em relação ao 4ª e o 5ª etapa. O 4ª etapa, onde foi utilizado o parâmetro de escala 107, segmentou objetos de imagem com área média maior do que o 5ª etapa, onde foi utilizado o parâmetro de escala 126.

TABELA 8 – ETAPAS DE SEGMENTAÇÃO E INFORMAÇÕES SOBRE O TAMANHO DOS SEUS RESPECTIVOS OBJETOS DE IMAGEM

<i>Etapas de segmentação (grupo de padrões de formas de relevo por dissecação)</i>	<i>Área (km²)</i>	<i>Número de objetos</i>	<i>Área média (km²)</i>	<i>Desvio Padrão</i>	<i>Área do maior objeto (km²)</i>	<i>Área do menor objeto (km²)</i>
1ª Etapa (Planícies fluviais)	213,24	89	2,4	2,07	13,26	0,17
4ª Etapa (Baixa Dissecação)	1.263,5	371	3,41	2,44	20,65	0,004
5ª Etapa (Média Dissecação)	911,99	279	3,27	2,44	14,07	0,003
6ª Etapa (Alta Dissecação)	401,19	34	11,8	8,31	44,49	2,74

FONTE: O autor (2020)

O mesmo cenário citado acima é observado quando se compara os raios de análise de vizinhança e o tamanho dos objetos. Os objetos do 6ª etapa foram segmentados a partir de atributos topográficos calculados por um raio de 600 metros, enquanto no 5ª etapa foram por um raio de 400 metros e no 4ª etapa por um raio de 300 metros. Deste modo, era de se esperar que os maiores objetos fossem os objetos do 6ª etapa, como realmente ocorreu, e os menores fossem do 4ª etapa, o que não ocorreu. Uma possível explicação para esta não relação entre o parâmetro de escala, raio de vizinhança e tamanho dos objetos se deve a morfografia das próprias formas de relevo em questão. Os padrões de formas de relevo de baixa dissecação (colinas, colinas onduladas, morrotes I e morrotes II) se caracterizam por não apresentarem fortes discontinuidades no relevo, que acabariam por condicionar a criação de um limite entre objetos. Além disso, a monotonia do relevo em grande parte da porção sul da área de estudo, onde quase não há grande variedade de padrões de formas de relevo, principalmente padrões do grupo de alta e média dissecação, permitiu a segmentação de grandes objetos englobando formas de relevo adjacentes de um mesmo padrão.

Quando analisado por padrões de formas de relevo (TABELA 9), não é possível estabelecer uma ligação direta entre o tamanho médio dos objetos de imagens e os comprimentos de vertentes. Por exemplo, os morros elevados I possuem vertentes mais curtas quando comparado aos morros elevados II, entretanto os objetos de imagem segmentados e posteriormente classificados como morros elevados I possuem tamanho médio maior. O mesmo se dá entre as colinas e as colinas onduladas, por exemplo. O tamanho médio dos objetos de imagem está muito mais associado às características morfológicas e morfométricas do relevo,

principalmente às continuidades e descontinuidades deste. Por exemplo, grande parcela dos morros elevados II, das colinas onduladas ou dos morros declivosos III se desenvolveram de maneira concentrada em uma mesma porção da área de estudo respectivamente, não apresentando nenhuma grande descontinuidade ou ruptura do padrão morfométrico e textural do relevo, permitindo assim que o processo de segmentação criasse grandes objetos de imagem que agrupassem inúmeras formas de relevo individuais. Por sua vez, os morros I se desenvolveram de maneira desconcentrada na área de estudo, em áreas com fortes descontinuidades do relevo, onde poucas formas de relevo de mesmo padrão se avizinham, ou até mesmo se apresentam isoladas, fazendo com que o tamanho dos objetos de imagem segmentados tenda a ser menor.

TABELA 9 – PADRÕES DE FORMAS DE RELEVO E INFORMAÇÕES SOBRE O TAMANHO DOS SEUS RESPECTIVOS OBJETOS DE IMAGEM

<i>Padrão de formas de relevo</i>	<i>Área (km²)</i>	<i>Número de objetos</i>	<i>Área média (km²)</i>	<i>Desvio Padrão</i>	<i>Área do maior objeto (km²)</i>	<i>Área do menor objeto (km²)</i>
Planícies fluviais	213,24	89	2,4	2,07	13,26	0,17
Colinas	213,6	57	3,75	3,39	20,65	0,004
Colinas onduladas	559,28	145	3,86	2,39	13,61	0,03
Morrotes I	284,32	96	2,96	1,76	7,96	0,23
Morrotes II	206,33	73	2,82	2,2	10,06	0,007
Morros I	378,84	121	3,13	2,27	14,07	0,09
Morros II	28,88	7	4,12	1,60	7,01	1,65
Morros declivosos I	49,68	14	3,55	2,71	11,92	0,003
Morros declivosos II	421,15	131	3,21	2,54	12,66	0,01
Morros declivosos III	33,45	6	5,57	2,43	9,35	2,69
Morros elevados I	239,56	17	14,09	9,94	44,48	2,74
Morros elevados II	161,64	17	9,51	5,37	23,16	3,81

FONTE: O autor (2020).

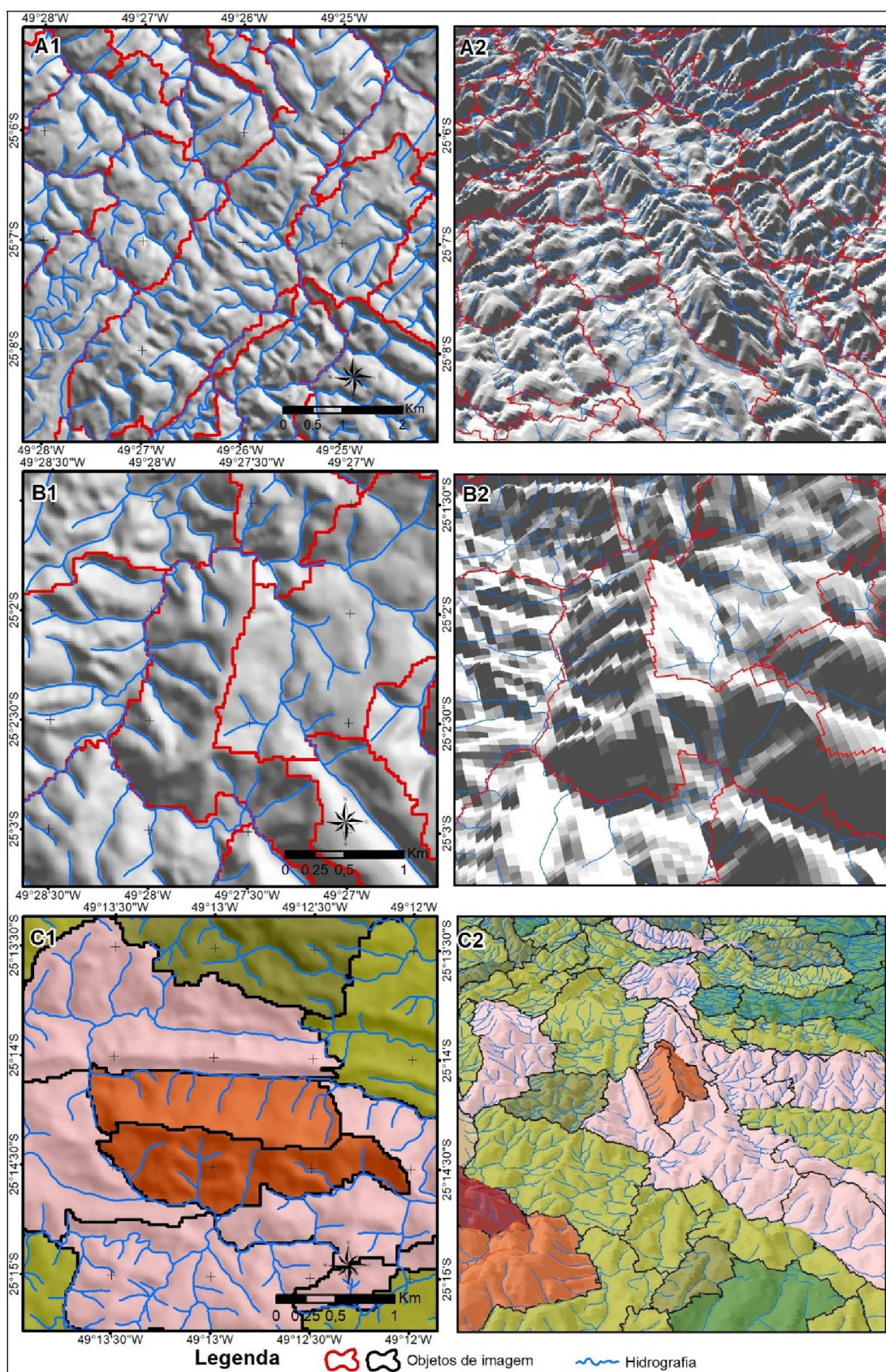
Como observado na TABELA 9, alguns padrões de formas de relevo classificados apresentaram objetos de imagem inferiores a 1km². Conforme trabalhos de Bortolini et al. (2017; 2018), que se basearam na hierarquia taxonômica de unidades de relevo de Dikau (1989), a menor área mapeável para uma forma de

relevo que se caracteriza na transição do microrelevo para o mesorelevo, como é o caso dos padrões de formas de relevo, é de 1km^2 . Dos 773 objetos de imagem segmentados na área de estudo, 87 possuem área inferior a este valor. Entretanto, a maioria destes objetos são adjacentes a objetos classificados no mesmo padrão de formas de relevo, fazendo com que não se constituam como uma porção isolada de padrão de formas de relevo. Quando os objetos de imagens são agrupados aos objetos de imagem adjacentes de mesma classe de relevo, apenas 31 objetos de imagem apresentaram área inferior a área mínima mapeável. Destes 31, 21 se localizam no limite da área de estudo, ou seja, estes objetos têm uma continuidade fora do recorte do estudo que lhe daria uma área superior a 1km^2 . Outros 10 objetos, em sua maioria classificados como planícies fluviais e morrotes I e II, se localizam integralmente na área de estudo, estando assim não ajustados ao critério da área mínima mapeável referente a escala do mapeamento.

Conforme mostra a FIGURA 18 inclusive, era esperado que cada objeto de imagem segmentado representasse uma forma de relevo individualizada ou o agrupamento de várias formas de relevo semelhantes, formando um padrão de formas de relevo. O limite teórico entre duas formas de relevo se daria então nas descontinuidades do relevo marcadas pela convergência de fluxo, como as drenagens de fundo de vales. Ou seja, são nestas descontinuidades que se devem encontrar os limites entre os objetos de imagem. Esta condição só não se aplica as planícies fluviais, pois nestas a zona de convergência de fluxo se configura como a porção central da forma de relevo.

Observando-se os objetos de imagem segmentados, é possível identificar dois padrões de posição dos limites entre os eles. O primeiro, que foi predominante e é o condizente com a realidade, foi a criação do limite nas descontinuidades do relevo marcadas pela convergência de fluxo, como as drenagens de fundo de vale (FIGURA 25A). A segunda, que foi minoritária e não condiz com a realidade, foi a criação dos limites nas descontinuidades do relevo marcadas pela divergência de fluxos, no caso os divisores de água (FIGURA 25B), criando um objeto de imagem para cada vertente ou inserindo uma das vertentes no objeto de imagem referente a forma de relevo adjacente. Entretanto, neste segundo caso, após a classificação, os dois ou mais objetos de imagem segmentados em uma mesma forma de relevo acabaram algumas vezes classificados no mesmo padrão de formas de relevo, devido ao fato de possuírem características morfométricas próximas (FIGURA 25C).

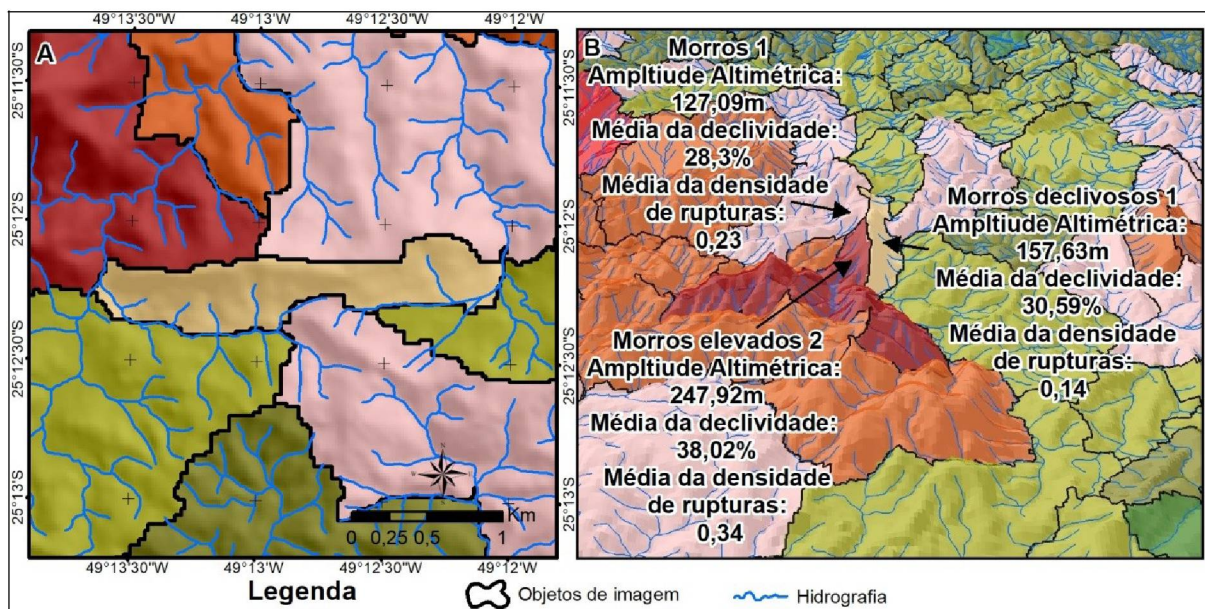
FIGURA 25 - EXEMPLOS DE LIMITES DE OBJETOS DE IMAGEM SEGMENTADOS



FONTE: O autor (2020)

O emprego dos atributos topográficos relevo sombreado com dois distintos azimutes (45° e 315°) foram os principais responsáveis por ajustar os limites dos padrões de formas de relevo. Dos cinco atributos topográficos empregados na fase de segmentação, os dois relevos sombreados foram os únicos calculados com uso de janelas móveis 3×3 *pixels*, caracterizando-se como atributos topográficos locais. Assim, eles preservaram as discontinuidades do relevo presentes nas áreas de fundo de vale e nos divisores de água de forma mais fiel à realidade. Deste modo, a grande maioria dos limites entre os objetos de imagem foram condizentes em relação ao que se esperaria do limite entre formas de relevo, ou seja, nos fundos de vale. Entretanto, nas áreas onde o limite entre os objetos foi delimitado nos divisores de água, a justificativa para este erro está relacionada aos casos onde uma determinada forma de relevo possui vertentes com alguma característica morfométrica muito distinta das demais que formam a forma de relevo, além do fato do sombreamento do relevo, que dependendo de sua orientação, pode apresentar sombreamentos muito distintos. A FIGURA 26 exemplifica esta situação, onde uma forma de relevo teve uma vertente segmentada em um objeto de imagem, enquanto a outra vertente foi segmentada em dois objetos de imagem, sendo incorporada aos padrões de formas de relevo vizinhos. Observa-se que os três objetos de imagem possuem características morfométricas distintas entre si.

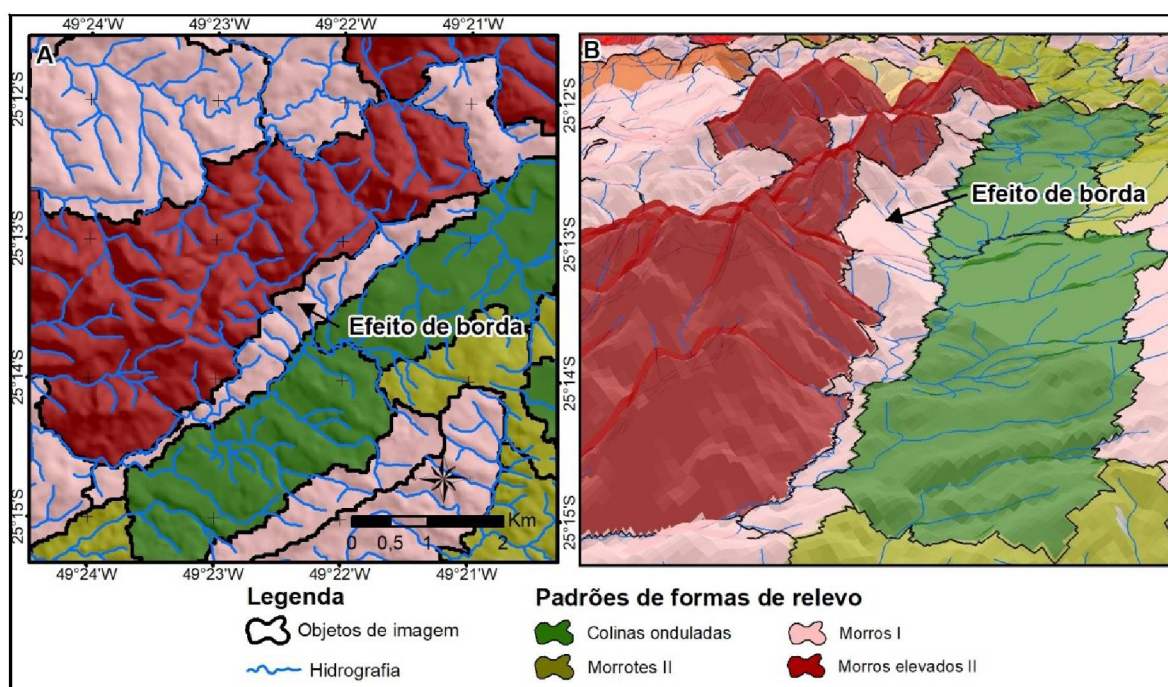
FIGURA 26 – EXEMPLO DE ERRO NA SEGMENTAÇÃO DOS OBJETOS DE IMAGEM



FONTE: O autor (2020)

O condicionamento que a segmentação dos objetos de imagem, principalmente devido ao emprego do relevo sombreado, dá a delimitação dos limites entre as formas de relevo, produziu como resultado uma minimização significativa do efeito de borda. Entretanto, este problema ainda se mostrou presente em cinco áreas. Este erro faz com que os limites entre os objetos de imagem, e consequentemente as formas de relevo, sejam delimitados no meio da vertente, devido ao fato delas serem muito mais compridas ou curtas em comparação ao comprimento de raio utilizado para o cálculo dos atributos topográficos empregados na segmentação (FIGURA 27). Como esperado, as áreas de efeito de bordas ocorrerem exclusivamente em limites entre padrões de formas de relevo pertencentes a distintos grupos de dissecação.

FIGURA 27 - EFEITO DE BORDA



FONTE: O autor (2020)

Os objetos de imagem segmentados foram classificados em 12 padrões de formas de relevo (FIGURA 24). A TABELA 10 mostra a relação dos padrões de formas de relevo mapeadas, suas respectivas áreas em km² e proporcionalmente em relação à área total do recorte de estudo.

TABELA 10 – RELAÇÃO DOS PADRÕES DE FORMAS DE RELEVO E RESPECTIVAS ÁREAS

<i>Padrão de formas de relevo</i>	<i>Área (km²)</i>	<i>%</i>	<i>Padrão de formas de relevo</i>	<i>Área (km²)</i>	<i>%</i>
Planícies fluviais	213,24	7,64	Morros II	28,88	1,04
Colinas	213,6	7,66	Morros declivosos I	49,68	1,78
Colinas onduladas	559,28	20,05	Morros declivosos II	421,15	15,10
Morrotes I	284,32	10,19	Morros declivosos III	33,45	1,20
Morrotes II	206,33	7,40	Morros elevados I	239,56	8,59
Morros I	378,84	13,58	Morros elevados II	161,64	5,79

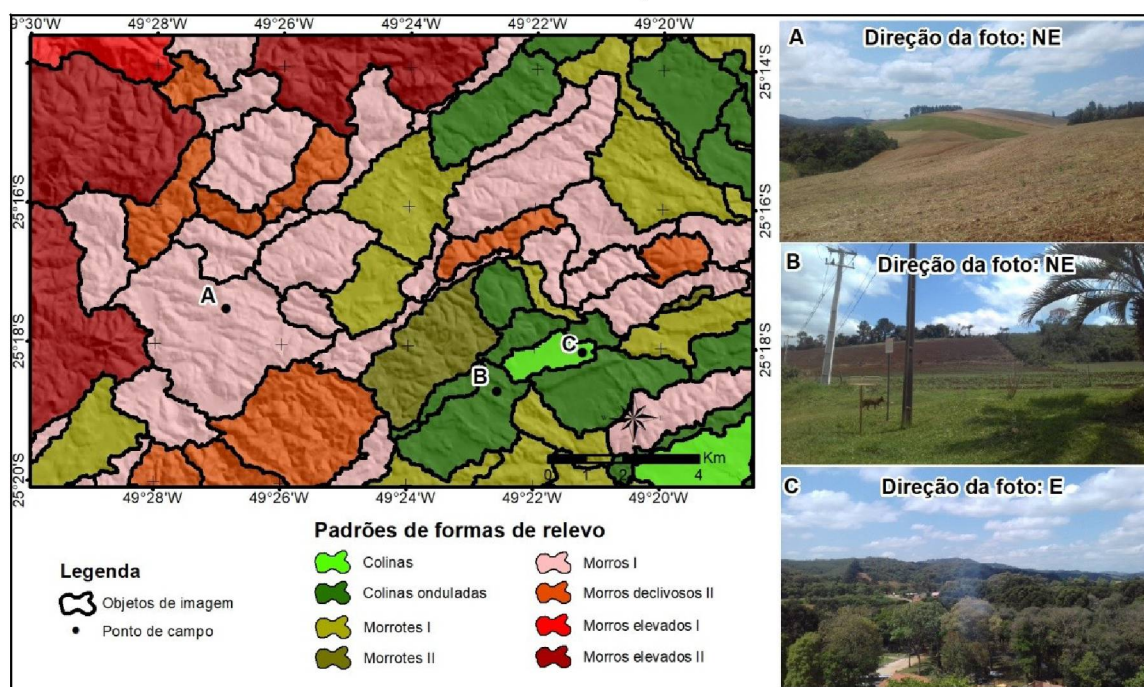
FONTE: O autor (2020)

Dos 38 pontos visitados em campo para a conferência dos resultados (FIGURA 22), 31 (81,6%) tiveram descrição geomorfológica que coincidiu com o mapeamento. Sendo assim, 7 (18,4%) destes pontos não coincidiram ou coincidiram parcialmente, sendo de extrema importância discuti-los, pois alguns destes erros se

configuram efetivamente como limitações do método e outros podem estar associados, por exemplo, à generalização cartográfica imposta pela segmentação dos objetos de imagem, não se configurando efetivamente como um erro de mapeamento.

Este último caso, referente às generalizações, é onde se enquadra três destes pontos de conferência de campo. Na FIGURA 28A, algumas pequenas porções, inclusive com áreas ligeiramente acima de 1km², e descritas em campo como colinas onduladas e morrotes I acabaram por serem inseridas em um objeto de imagem posteriormente classificado como morros I. Na FIGURA 28B, um pequeno morrote I orientado na direção NW-SE foi englobado em um objeto de imagem classificado como colinas onduladas. Na FIGURA 28C, um morrote I orientado na direção NE-SW foi englobado em um objeto de imagem classificado como colinas onduladas. Aliás, adjacente a este objeto, ao norte, uma porção mapeada como depósitos aluvionares holocênicos pelo mapeamento (SANEPAR, 2006) foi inserida em um objeto de imagem classificado como colinas. Isto se deu devido ao seu tamanho, sendo inclusive muito inferior a 1km². Este cenário ocorreu em outras áreas semelhantes, inseridas também no contexto geológico da Formação Capiru, entretanto estas áreas deposicionais foram generalizadas dentro de objetos de imagem classificados como colinas onduladas ou morrotes I.

FIGURA 28 - GENERALIZAÇÕES CORRETAS

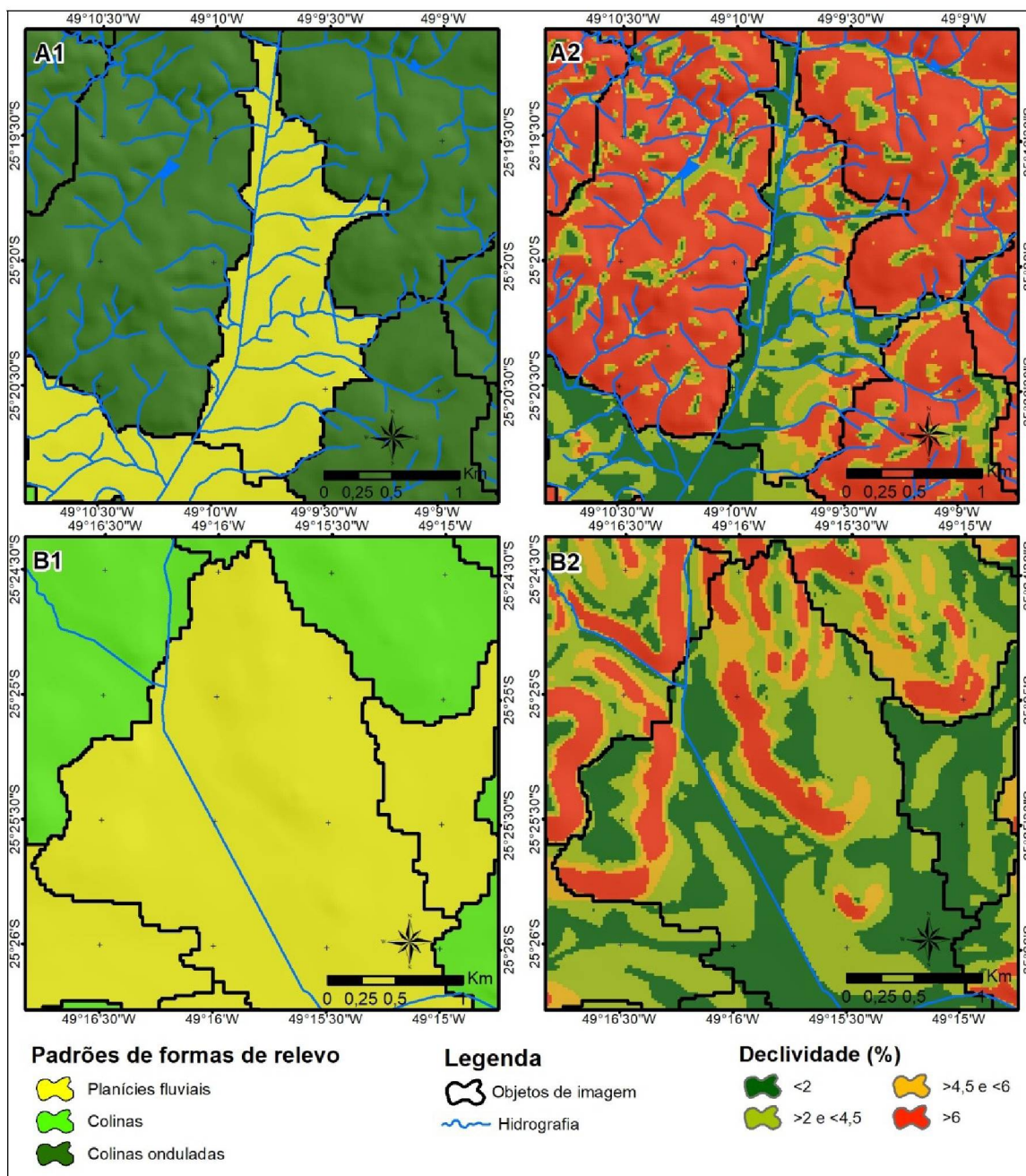


FONTE: O autor (2020)

Em outras áreas, referentes aos demais três pontos de campo e a outras áreas que fizeram parte do trajeto de campo, o método apresentou erros de classificação. O mais notório ocorreu em algumas áreas de planícies fluviais, onde estas extrapolaram os limites encontrados em campo. Nestas áreas (FIGURAS 29A1 29B1), devido ao uso de um valor de parâmetro de escala suficientemente alto para evitar a criação de objetos de imagem abaixo da área mínima mapeável compatível com o 4º táxon, o algoritmo de segmentação multiresolucional acabou por criar objetos com excessiva heterogeneidade interna. Deste modo, estes não foram sensíveis o suficiente para identificar as sutis discontinuidades do relevo que marcam o limite entre algumas das planícies fluviais e o relevo adjacente (FIGURAS 29A2 e 29B2). Sutas discontinuidades estas que geralmente não apresentam diferenças maiores que 5% de declividade entre pixels adjacentes ou localizados em um raio próximo. Assim sendo, significativas áreas com declividades acima de 4,5 % foram classificadas como planícies fluviais, devido a esta excessiva generalização. Entretanto, nas demais áreas onde a discontinuidade que caracteriza o limite das planícies fluviais é marcada por maiores diferenças entre os valores de declividades entre pixels próximos, o algoritmo conseguiu segmentar objetos de imagem que têm

como limites justamente estas discontinuidades, como é observado na realidade de campo.

FIGURA 29 - ERRO DE SEGMENTAÇÃO E CLASSIFICAÇÃO NAS PLANÍCIES FLUVIAIS

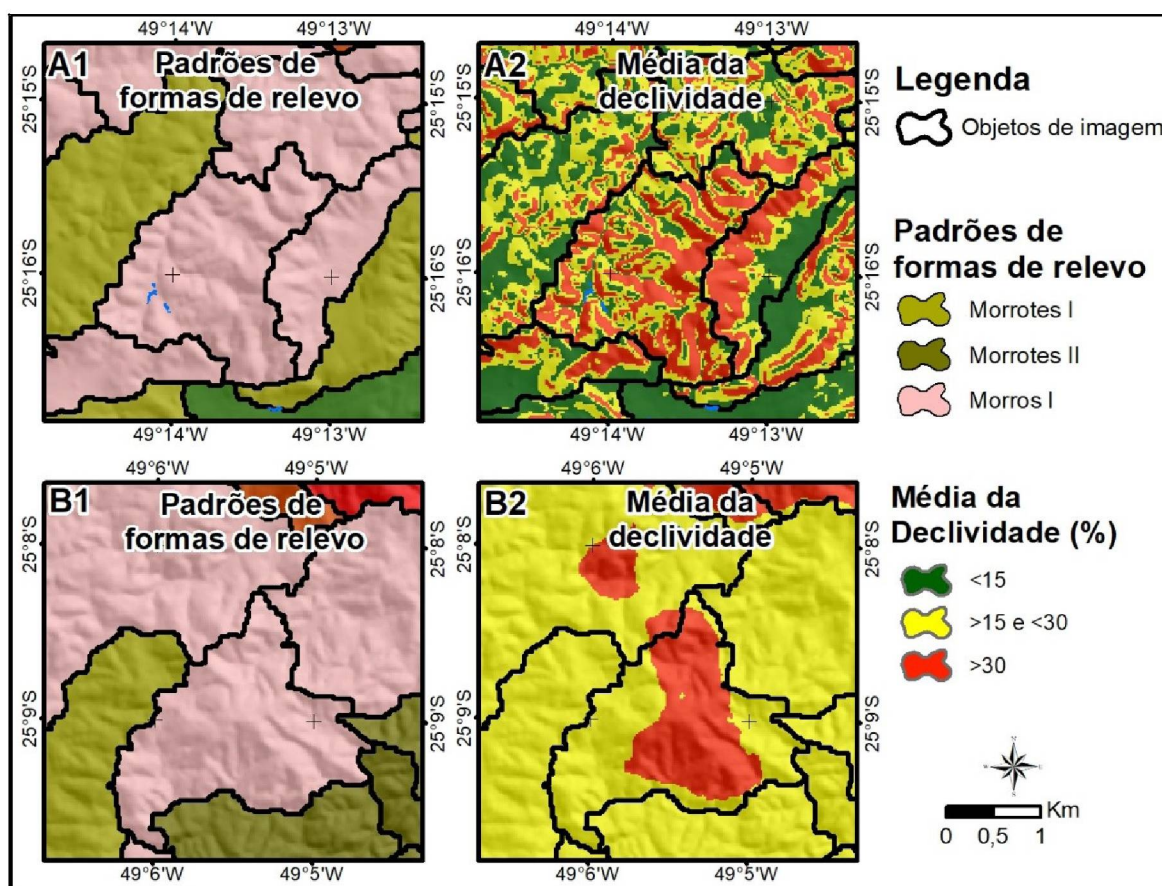


FONTE: O Autor (2020)

Outro erro de classificação observado é mostrado na FIGURA 30. Neste caso, são dois objetos de imagem que foram classificados como morros I, mas em campo seriam morros declivosos II. Estas são formas de relevo que possuem um topo com declividades acima de 30%, entretanto suas áreas mais baixas possuem

declividades mais baixas que 30%. Além disto, ambos os objetos de imagem foram sobresegmentados, incluindo assim em sua área porções de relevo menos dissecadas. Deste o modo, ambos os objetos de imagem apresentaram valores médio de média de declividade abaixo de 30%, sendo assim classificados como morros I.

FIGURA 30 - ERRO DE CLASSIFICAÇÃO DE MORROS DECLIVOSOS II

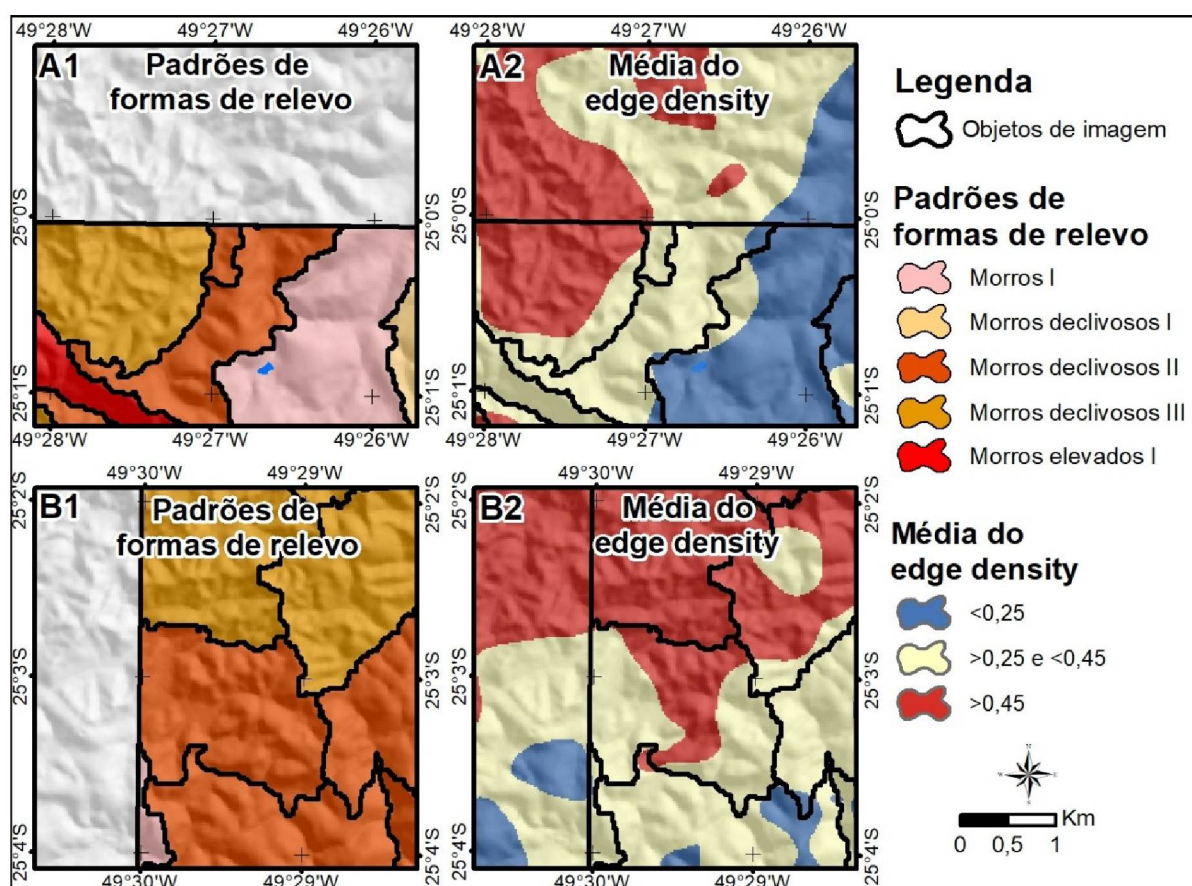


FONTE: O autor (2020)

Outro erro de classificação identificado foi na transição entre o padrão de formas de relevo morros declivosos III e os demais morros declivosos no extremo noroeste do recorte de estudo (FIGURAS 31). Se trata de dois objetos de imagem que apresentam amplitude altimétrica e média de declividade condizentes com os parâmetros que definem os morros declivosos III, entretanto a média da densidade de rupturas é mais baixa, fazendo com que sejam classificados como morros declivosos II. Porém, estes objetos, pelo contraste que apresentam em relação ao relevo menos rugoso do entorno, são mais semelhantes aos morros declivosos III. Mas como se trata de uma zona de transição, algumas das vertentes inseridas

nestes objetos possuem baixa densidade de quebras na declividade, fazendo assim com que o valor da média da densidade de rupturas fique abaixo do limiar utilizado para classificar os morros declivosos III. Deste modo, este erro em questão pode ser considerado como um erro na segmentação dos objetos de imagem e não um erro de classificação, pois as áreas com vertentes menos rugosas deveriam formar um objeto distinto das áreas onde as vertentes são mais rugosas. Assim, a excessiva generalização que ocorreu neste ponto acabou por acarretar erros também na classificação.

FIGURA 31 - ERRO DE SEGMENTAÇÃO E CLASSIFICAÇÃO NA TRANSIÇÃO ENTRE MORROS DECLIVOSOS II E MORROS DECLIVOSOS III

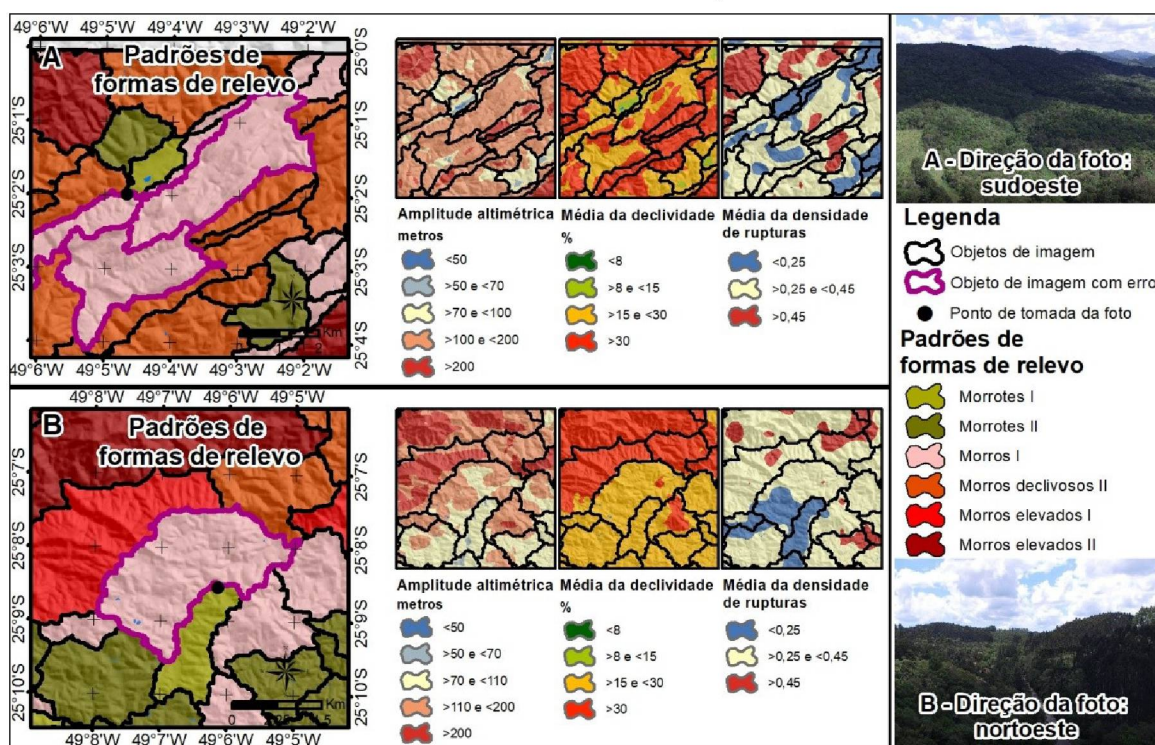


FONTE: O autor (2020)

Em outros dois pontos ocorreram excessiva generalização, que acabou por omitir áreas significativas (acima de 1km^2) de um padrão de formas de relevo em favor do padrão vizinho. Por exemplo, na FIGURA 32B, duas porções de morrotes II foram generalizadas dentro de um objeto de imagem que foi posteriormente classificado como morros I. Por sua vez, na FIGURA 32A, três morros declivosos II

foram generalizados em dois objetos de imagem posteriormente classificados como morros I. Estes dois exemplos de excessiva generalização, que acarretou nestes erros na classificação, foram resultado do fato de serem áreas em que apenas um dos atributos topográficos apresenta grande heterogeneidade de valores dentro do perímetro dos objetos de imagem em questão, heterogeneidade esta suficiente para caracterizar diferentes padrões de formas de relevo. Porém, nos demais atributos topográficos os valores são homogêneos, fazendo com que o algoritmo insira toda a área em um mesmo objeto de imagem.

FIGURA 32 - ERRO DE GENERALIZAÇÃO EXCESSIVA

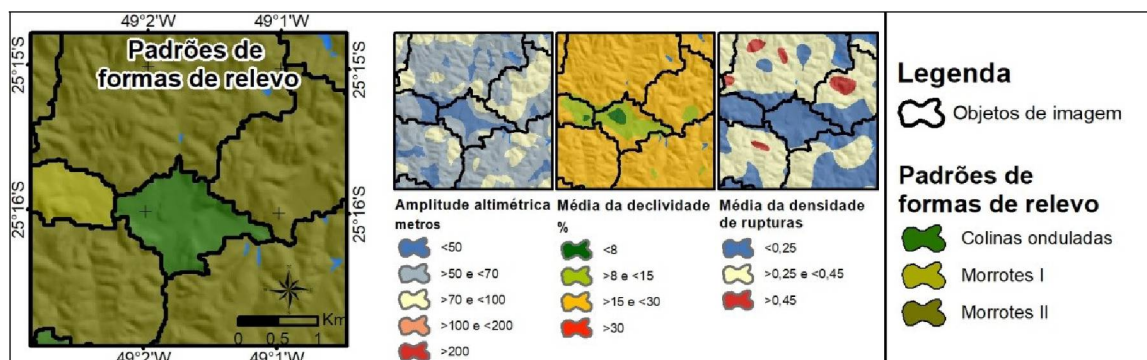


FONTE: O autor (2020)

Diferente da excessiva generalização encontrada nos exemplos acima, um objeto de imagem localizado no leste da área de estudo apresentou generalização inferior a necessária (FIGURA 33). O objeto de imagem em questão possui área superior a 1km², entretanto deveria ser agrupado aos objetos adjacentes. Porém, como foi segmentado como um objeto distinto acabou sendo classificado erroneamente como colinas onduladas. Isto ocorreu, pois parte do objeto se caracteriza como uma pequena porção de planície fluvial corretamente generalizada, mas o restante da área do objeto se caracteriza como vertentes do padrão de

formas de relevo morrotes II. Como a regra de classificação leva em consideração o valor médio dos atributos por objeto de imagem, os valores que caracterizam estes o enquadraram erroneamente como colinas onduladas. Entretanto, se este objeto de imagem fosse agrupado aos vizinhos, este erro teria sido evitado.

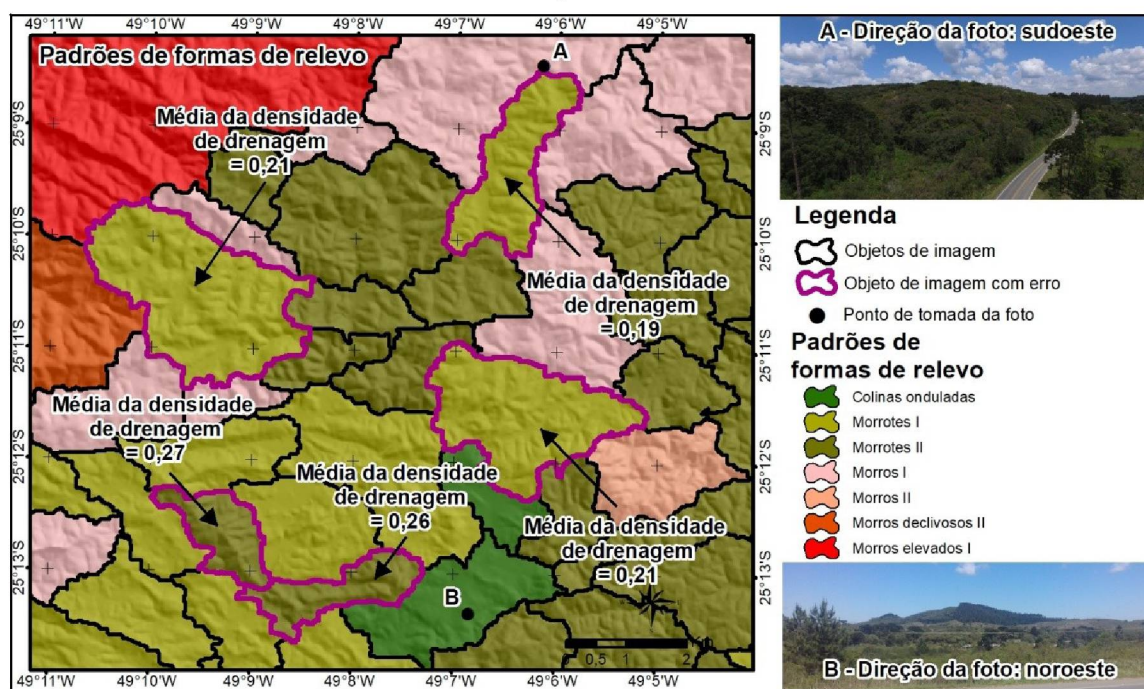
FIGURA 33 - ERRO DE GENERALIZAÇÃO INSUFICIENTE



FONTE: O autor (2020)

Outra zona onde ocorreram dificuldades na classificação foi na transição entre os morrotes I e os morrotes II, mais precisamente no Planalto Dissecado de Tunas do Paraná (FIGURA 34). Tendo em vista que o limiar que diferencia os dois padrões de formas de relevo é o valor de 0,22 da média da densidade de rupturas, estes objetos de imagem apresentam este parâmetro variando entre 0,19 e 0,22, entretanto com alguns deles possuindo características morfológicas mais associadas ao relevo de morrotes II (topos arredondados) do que morrotes I (topos alongados) (FIGURA 34A). Por sua vez, outros objetos de imagem classificados como morrotes II apresentam características morfológicas associadas aos morrotes I do Planalto de Tunas do Paraná, como no caso da FIGURA 34B. A situação mostrada nesta última figura pode ser explicada pelo fato de se tratar de dois morrotes alongados que apresentam maior amplitude altimétrica do que os morrotes similares do entorno. Além disto, o terço médio inferior de suas vertentes é mais declivoso, fazendo-o não se caracterizar pelos fundos de vale aplainados e pouco rugosos formados sobre as rochas carbonáticas, como ocorre nos demais morrotes alongados da área. Por isto, a média da densidade de rupturas dos objetos em questão é mais alto, fazendo com que sejam classificados como morrotes II.

FIGURA 34 - ERRO DE CLASSIFICAÇÃO DOS MORROTES I E MORROTES II



FONTE: O autor

Como discutido acima, algumas das principais limitações encontradas no método estão associadas à subsegmentação ou supersegmentação dos objetos de imagem. Para analisar este cenário, é necessário ter em vista que o recorte de estudo abrange sete subunidades morfoesculturais, e que um mesmo padrão de formas de relevo pode assumir características distintas em cada subunidade. Assim, as formas de relevo segmentadas com o uso de atributos topográficos calculados a partir de um mesmo raio de vizinhança e a partir de um mesmo parâmetro de escala, podem apresentar comprimentos de vertentes diferentes. Deste modo, os raios de análise de vizinhança e os parâmetros de escala, mesmo que ajustados para segmentar as formas de relevo da maneira mais eficiente e condizente com a realidade de campo, podem subsegmentá-las ou supersegmentá-las em áreas onde as suas vertentes possuem comprimentos muito acima ou muito abaixo se comparado às demais áreas. Sendo assim, a tarefa do ajuste dos parâmetros é um dos grandes desafios ao se trabalhar com o mapeamento digital de padrões de formas de relevo em ambientes de grande complexidade geomorfológica.

Outra limitação neste contexto relacionado ao mapeamento de padrões de formas de relevo em áreas de grande complexidade, utilizando uma única regra de classificação, é a impossibilidade da classificação de classes de relevo particulares

para cada subunidade morfoescultural. Um exemplo é no Planalto de Curitiba, onde as colinas onduladas apresentam características distintas em duas porções: na primeira, onde a média da declividade tem valor entre 8% e 10%, elas apresentam topos alongados similares as colinas presentes no Planalto do Alto Iguaçu; na segunda, onde a média da declividade é superior a 10%, as colinas onduladas possuem topos arredondados. Se esta distinção fosse aplicada somente no Planalto de Curitiba, seria possível diferenciar automaticamente estas duas morfologias. Entretanto, quando aplicada em toda a área de estudo, acabaria por separar em outras subunidades as áreas de colinas onduladas, sem que estas tenham heterogeneidade morfológica suficiente para tal.

Entretanto, mesmo com as limitações citadas, esta abordagem metodológica para a classificação do relevo no 4º táxon da proposta de Ross (1992) mostrou viabilidade. Como já citado, 31 dos 38 pontos de campo apresentaram descrição condizente com o resultado do mapeamento, além de outros três pontos onde o erro é justificado por se tratar de áreas que foram acertadamente generalizadas. A utilização de seis etapas de segmentação e classificação foi responsável por esta viabilidade, permitindo que na 2ª e na 3ª etapa se separassem as áreas por grau de dissecação, e nas demais etapas se mapeassem os padrões de formas de relevo respectivos a cada um dos graus de dissecação. Deste modo, cada grupo de padrão de formas de relevo foi segmentado a partir de atributos topográficos calculados com raios de análise de vizinhança e por valores de parâmetros de escala mais adequados às suas características geomorfológicas, reduzindo erros de supersegmentação ou subsegmentação das formas de relevo.

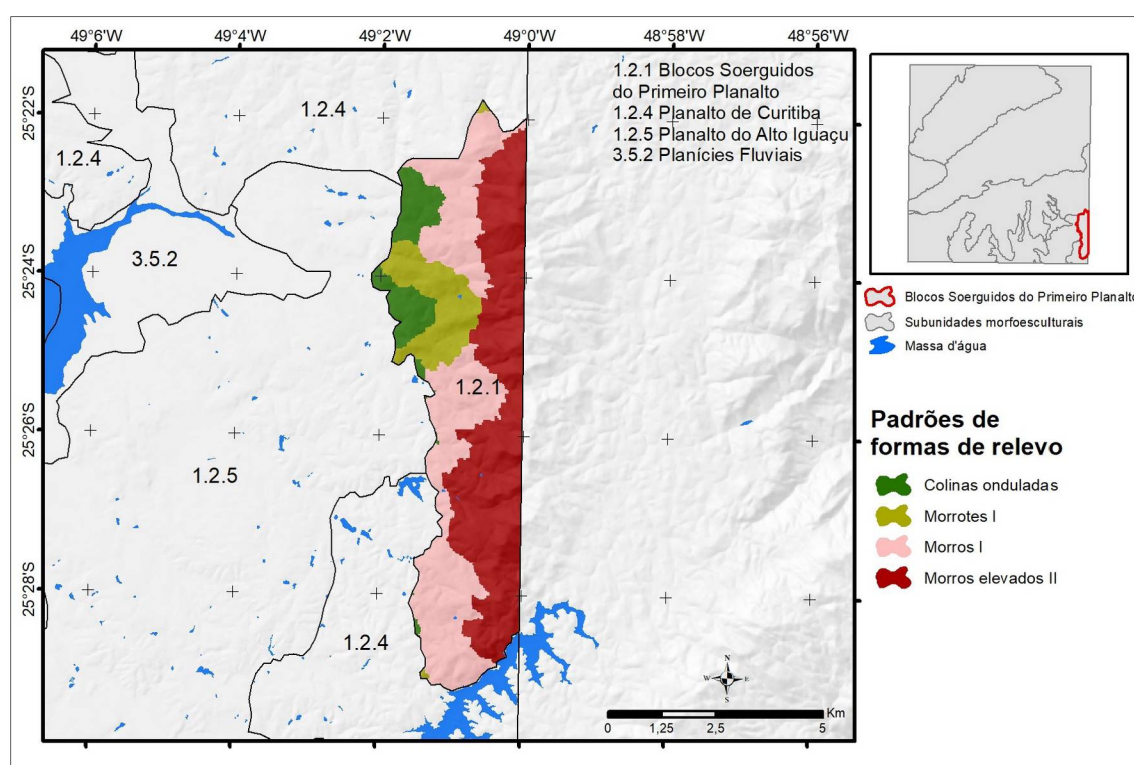
4.3 CARACTERIZAÇÃO DOS PADRÕES DE FORMAS DE RELEVO

Neste capítulo, são apresentados os 40 padrões de formas de relevo contidos nas subunidades morfoesculturais da área de estudo. Esta apresentação inclui uma discussão acerca dos aspectos morfométricos, morfológicos e morfogenéticos de cada um dos padrões de formas de relevo.

4.3.1 BLOCOS SOERGUIDOS DO PRIMEIRO PLANALTO

A subunidade morfoescultural Blocos Soerguidos do Primeiro Planalto é composta pelos padrões de formas de relevo colinas onduladas (121CON), morrotes alongados (121MT1), morros alongados (121MO1) e morros fortemente elevados alongados (121ME2) (FIGURA 35). Esta região é também denominada localmente como Serra da Baitaca (em sua porção norte) e Serra da Boa Vista (em sua porção sul) (KAUL, 1997).

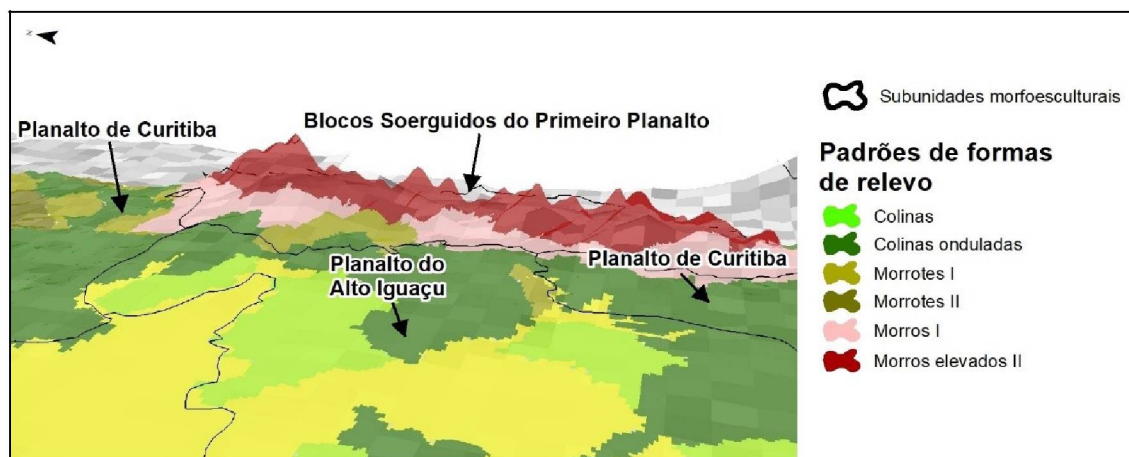
FIGURA 35 - PADRÕES DE FORMAS DE RELEVO NA SUBUNIDADE MORFOESCULTURAL "BLOCOS SOERGUIDOS DO PRIMEIRO PLANALTO"



FONTE: O autor (2020)

Os padrões de formas de relevo 121CON e 121MT2 se localizam nos limites entre a subunidade morfoescultural Blocos Soerguidos do Primeiro Planalto e as subunidades morfoesculturais Planalto de Curitiba e Planalto do Alto Iguaçu. Ambas se caracterizam como uma área de transição entre os Blocos Soerguidos e as demais subunidades (FIGURA 36).

FIGURA 36 – TRANSIÇÃO ENTRE OS BLOCOS SOERGIDOS DO PRIMEIRO PLANALTO E AS SUBUNIDADES MORFOESCULTURAIS ADJACENTES.



FONTE: O autor (2020)

Os dois padrões se desenvolvem sobre o embasamento geológico do Complexo Gnáissico-Migmatítico, assim como padrões de formas de relevo correspondentes nas subunidades morfoesculturais adjacentes. O padrão 121CON se configura simplesmente como uma continuação do padrão 125CON, que será abordado no capítulo 4.1.3. Ele ocupa área de 2,83 km², o que corresponde a 8,92% da área da subunidade.

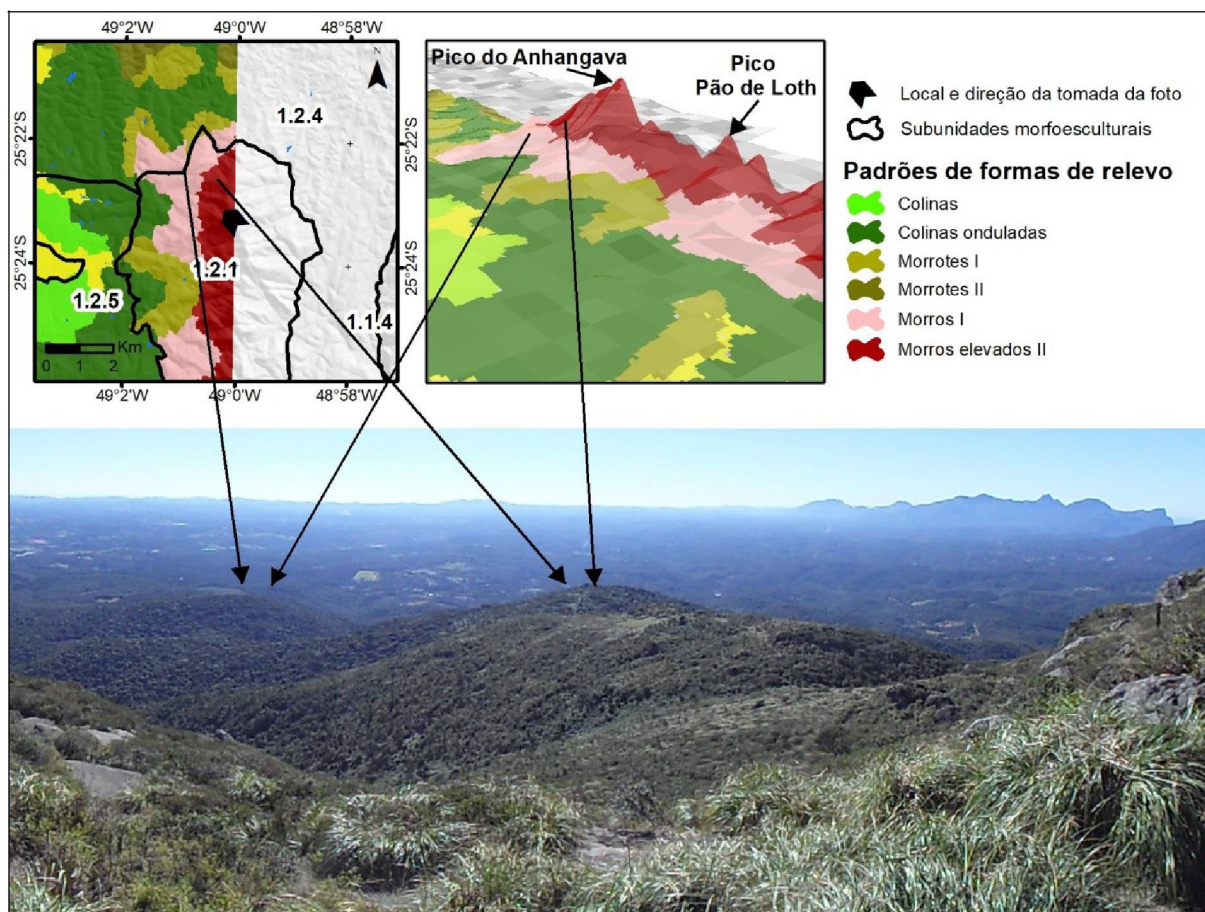
O padrão 121MT1 (morrotes alongados) ocupa área de 3,58 km², o que corresponde a 11,28% da área da subunidade. Considerando um raio de vizinhança de 300m, a amplitude altimétrica máxima é de 77,06m e a amplitude altimétrica mínima é de 75,97m, sendo o valor médio 77,54m. A declividade máxima é de 21,16%, a declividade mínima é de 20,15%, sendo a média 20,93%. A altitude máxima é de 1.020,11m, a altitude mínima é de 887,30m. Esta unidade se caracteriza como um relevo de transição entre as áreas colinosas do Planalto do Alto Iguaçu e os granitos exumados dos Blocos Soergidos do Primeiro Planalto. Característica semelhante é assumida pelo padrão 121MO1, porém o padrão 121MT1 está inserido em duas sub-bacias hidrográficas onde drenagens alocadas em zonas de fratura com orientação NE-SW erodiram com maior intensidade o relevo se comparado as sub-bacias do entorno. Deste modo, o padrão 121MT1 apresenta menor amplitude altimétrica do que o padrão 121MOR, assim sendo classificado como morrote.

As formas de relevo que compõem o padrão 121MT1 apresentam duas orientações preferencias onde há o encaixe da rede de drenagem, sendo estas NW-

SE e NE-SW, onde a primeira está associada as estruturas do Arco de Ponta Grossa.

O padrão morros alongados (121MO1) (FIGURA 37) ocupa área de 12,26 km², correspondendo a 38,66% da área da subunidade. Considerando um raio de vizinhança de 400m, a amplitude altimétrica máxima é de 156,13m e a amplitude altimétrica mínima é de 1.01,41m, sendo o valor médio 118,47m. A declividade máxima é de 25,28%, a declividade mínima é de 19,24%, sendo a média 23,75%. A altitude máxima é de 1130,53m, a altitude mínima 904,9m. Os topos são alongados e em cristas vertentes retilíneas e com comprimento entre 300 e 400 metros, e vales em “V” (OKA-FIORI et al., 2006). Esta classe é sustentada por rochas do Complexo Gnáissico-Migmatítico e apresenta formas de relevo estruturadas preferencialmente na direção NW-SE, a partir da influência das fraturas associadas ao Arqueamento de Ponta Grossa, e em menor ocorrência na direção NE-SW. Além deste controle estrutural, este padrão apresenta controle litológico no limite com o padrão 121ME2, devido a menor resistência que as rochas do Complexo Gnáissico-Migmatítico possuem em relação aos granitos do Maciço Granítico do Anhangava, que sustentam o relevo mais elevado.

FIGURA 37 - PADRÃO DE FORMAS DE RELEVO MORROS ALONGADOS (121MO1).



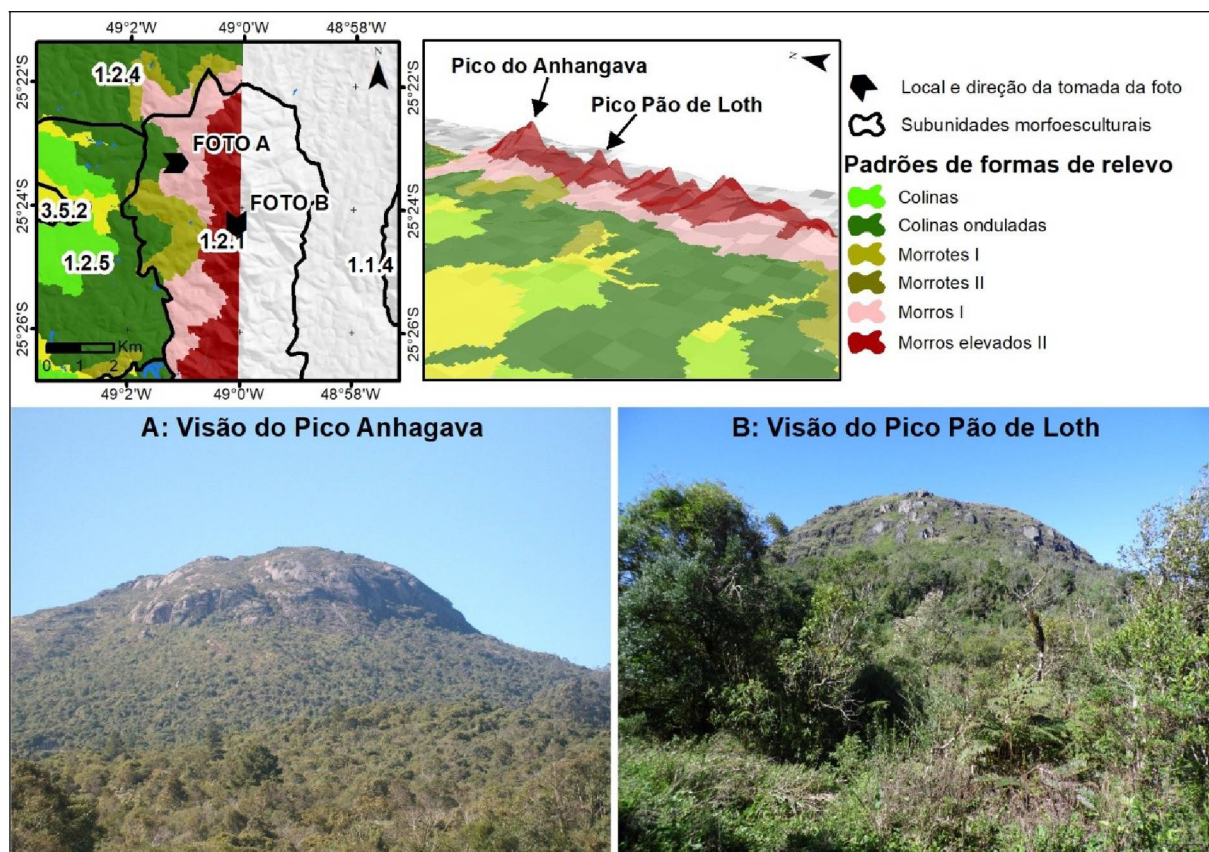
FONTE: O autor (2020)

Neste contexto, os padrões de formas de relevo 121MT1 e 121MO1 se caracterizam como as áreas mais altas da bacia hidrográfica do rio Iguaçu inseridas no Complexo Gnáissico-Migmatítico. O que os diferenciam do relevo de outras áreas desenvolvidas sobre este mesmo embasamento geológico é a forte estruturação pelas fraturas NW-SE e NE-SW presentes nos Blocos Soerguidos do Primeiro Planalto, que possibilitaram que as drenagens encaixantes dissecassem o relevo desta área.

Na porção mais alta dos Blocos Soerguidos do Primeiro Planalto, se localiza o padrão de formas de relevo morros fortemente elevados e alongados (121ME2) (FIGURA 38), ocupando área de 13,04km², correspondendo a 41,13% da área da subunidade. Considerando um raio de vizinhança de 600m, a amplitude altimétrica máxima é de 289,43m e a amplitude altimétrica mínima é de 226,22m, sendo a média 258,27m. A declividade máxima é de 35,52%, a declividade mínima é de 34,23%, sendo a média 35,85%. A altitude máxima da área atinge 1.421,49m no

Pico do Anhangava. A altitude mínima é de 909,92m. As vertentes são retilíneas e possuem comprimento entre 600 e 1.000 metros, atingindo em algumas áreas comprimentos acima de 1.000 metros. Os topos são alongados e em cristas, e os vales em “V” (OKA-FIORI et al., 2006).

FIGURA 38 - PADRÃO DE FORMAS DE RELEVO MORROS FORTEMENTE ELEVADOS E ALONGADOS (121ME2).



FONTE: O autor (2020). Fotografias: Ricardo Michael Pinheiro Silveira.

O padrão 121ME2 se desenvolveu sobre o embasamento geológico de Suítes Álcali-Granitos, conhecidos localmente como Granito Anhangava. Este maciço granítico apresenta forma alongada na direção N-S (KAUL, 1997), que orienta a sua principal crista. Segundo Vieira e Gramani (2015), o Granito Anhangava se caracteriza como um centro de vulcanismo alcalino que ocorreu durante o Cretáceo (90 milhões de anos), e que foi exumado posteriormente por erosão diferencial, associada aos processos de seguimento da porção ao oeste da Falha de Santos, que deram origem a Serra do Mar. Segundo Santos et al. (2006), o processo de gênese da Serra do Mar é ligado a ciclos geotectônicos, além de processos de sedimentação, metamorfismo regional, dobramentos, extensas

extrusões e falhamentos. Este último deu origem a falhas que controlam a rede de drenagem local (SANTOS et al., 2006; SILVEIRA; SILVEIRA, 2015). Estas falhas controlam as cristas secundárias de orientação preferencial na direção NW-SE, e em menor presença na direção NE-SW.

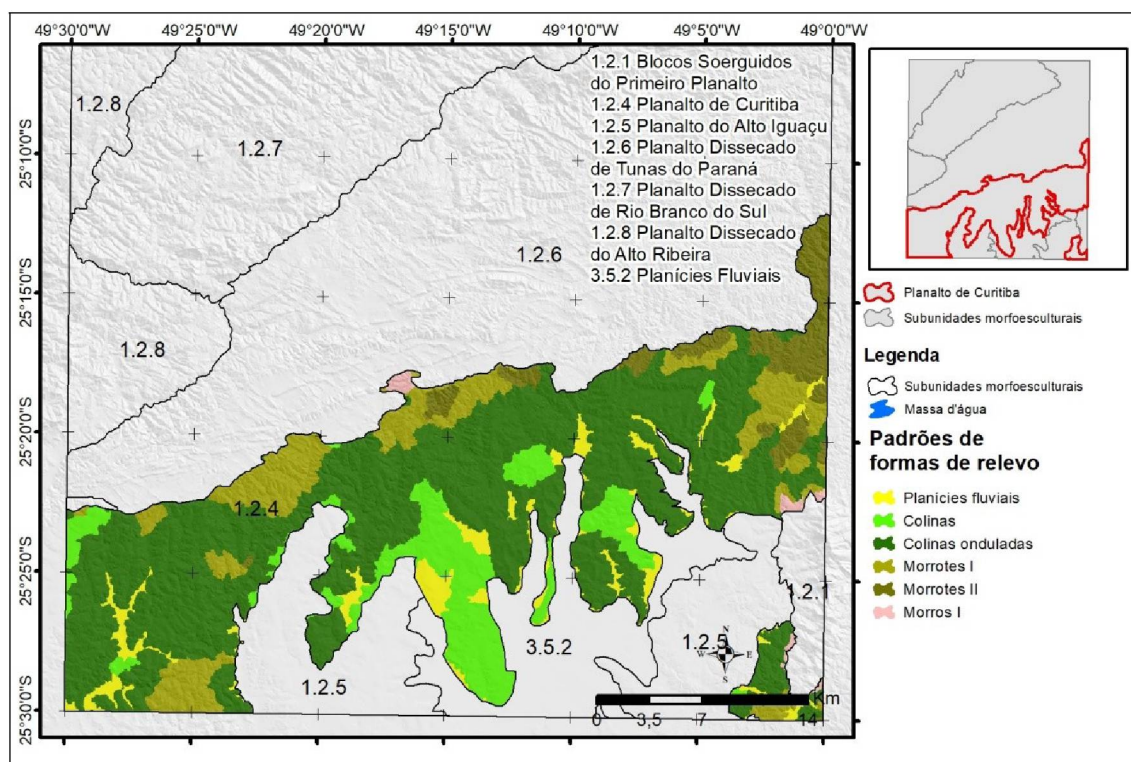
A Serra do Mar é marcada por ser uma área divisora de drenagem (COSTA et al., 1983), sendo o ponto de intersecção entre as três principais bacias hidrográficas locais situado no conjunto do Granito Anhangava, mais especificamente no Pico Pão de Loth. As drenagens escoam em direção ao continente, mais especificamente na bacia do rio Iguaçu, nas porções W e S. Entretanto, na porção Ne e na face E, as drenagens estão inseridas na bacia do rio Ribeira e na bacia Litorânea, respectivamente. Um processo de pirataria fluvial nesta área foi identificado por Nascimento et al. (2013), onde a bacia Litorânea capturou algumas drenagens da bacia do rio Ribeira.

4.3.2 PLANALTO DE CURITIBA

Na subunidade morfoescultural Planalto de Curitiba foram identificados seis padrões de formas de relevo: planícies fluviais (124PLF), colinas alongadas (124COL), colinas onduladas com topos planos (124CON), morrotes (124MT1) e morrotes fortemente ondulados (124MT2) (FIGURA 39).

Estes padrões de formas de relevo se desenvolvem sobre a bacia sedimentar de Curitiba, que é caracterizada como uma depressão circundada por dois altos topográficos e estruturais composta por depósitos aluvionares holocênicos e pelo Formação Guabitoruba (SALAMUNI et al., 2013); sobre o Complexo Gnáissico-Migmatítico (Complexo Atuba); sobre o Complexo Metamórfico Indiferenciado; e sobre a Formação Capiçu (MINEROPAR, 2001).

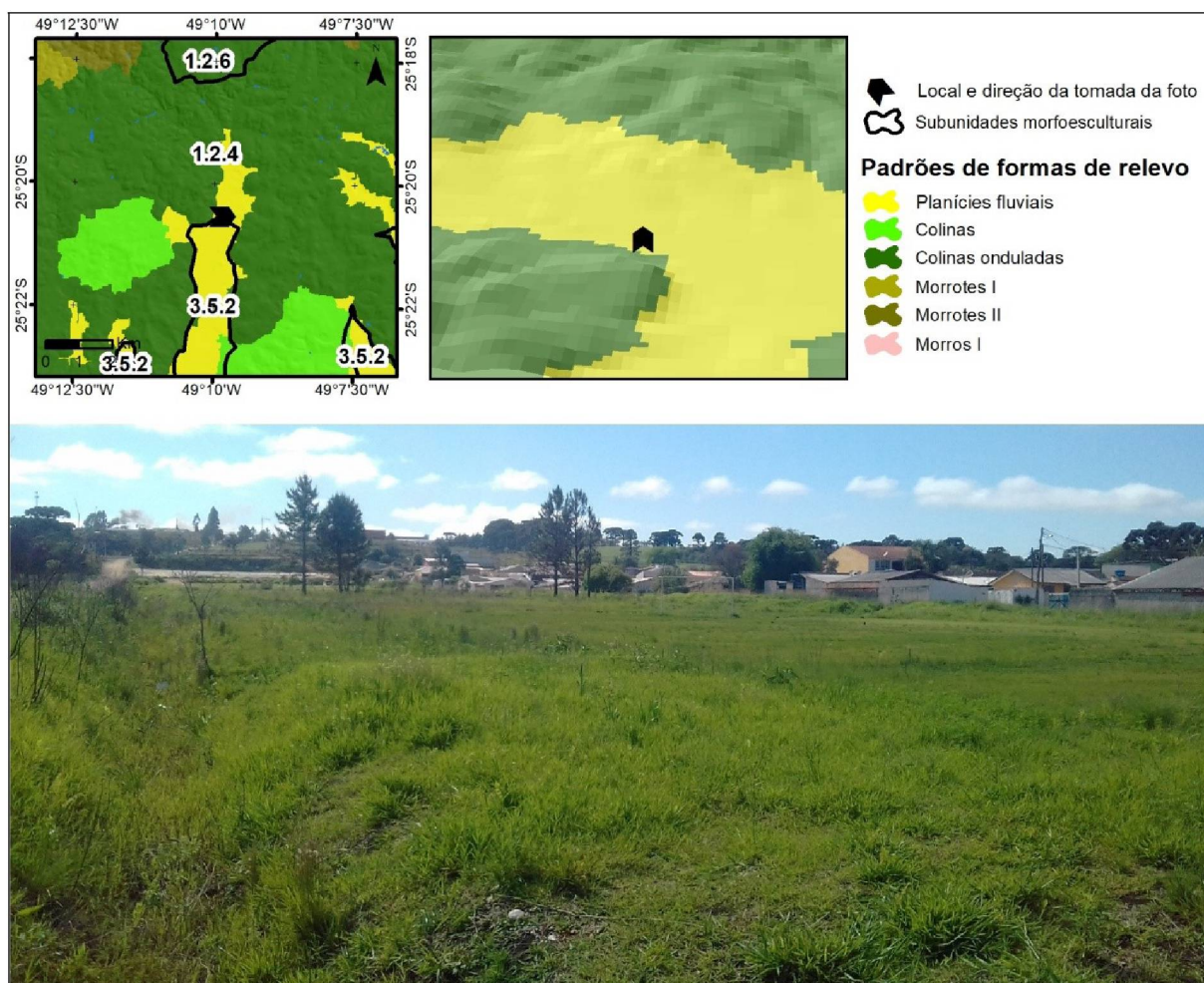
FIGURA 39 - PADRÕES DE FORMAS DE RELEVO NA SUBUNIDADE MORFOESCULTURAL "PLANALTO DE CURITIBA"



FONTE: O autor (2020).

O padrão de formas de relevo planícies fluviais (124PLF) (FIGURA 40) apresenta altitude máxima de 950,23m, altitude mínima de 811,62m e declividade máxima 4,5%, a mínima de 0,64% e a declividade média de 3,73% ocupando área de 39,28km², correspondente a 5,76% da subunidade. Nesta subunidade, este padrão pode ser subdividido nas planícies fluviais desenvolvidas na bacia do rio Iguaçu (porção central e oeste da subunidade) e nas planícies desenvolvidas na bacia do rio Ribeira (porção leste da subunidade).

FIGURA 40 - PADRÃO DE FORMAS DE RELEVO PLANÍCIES FLUVIAIS (124PLF) NA SUBUNIDADE MORFOESCULTURAL "PLANALTO DE CURITIBA"



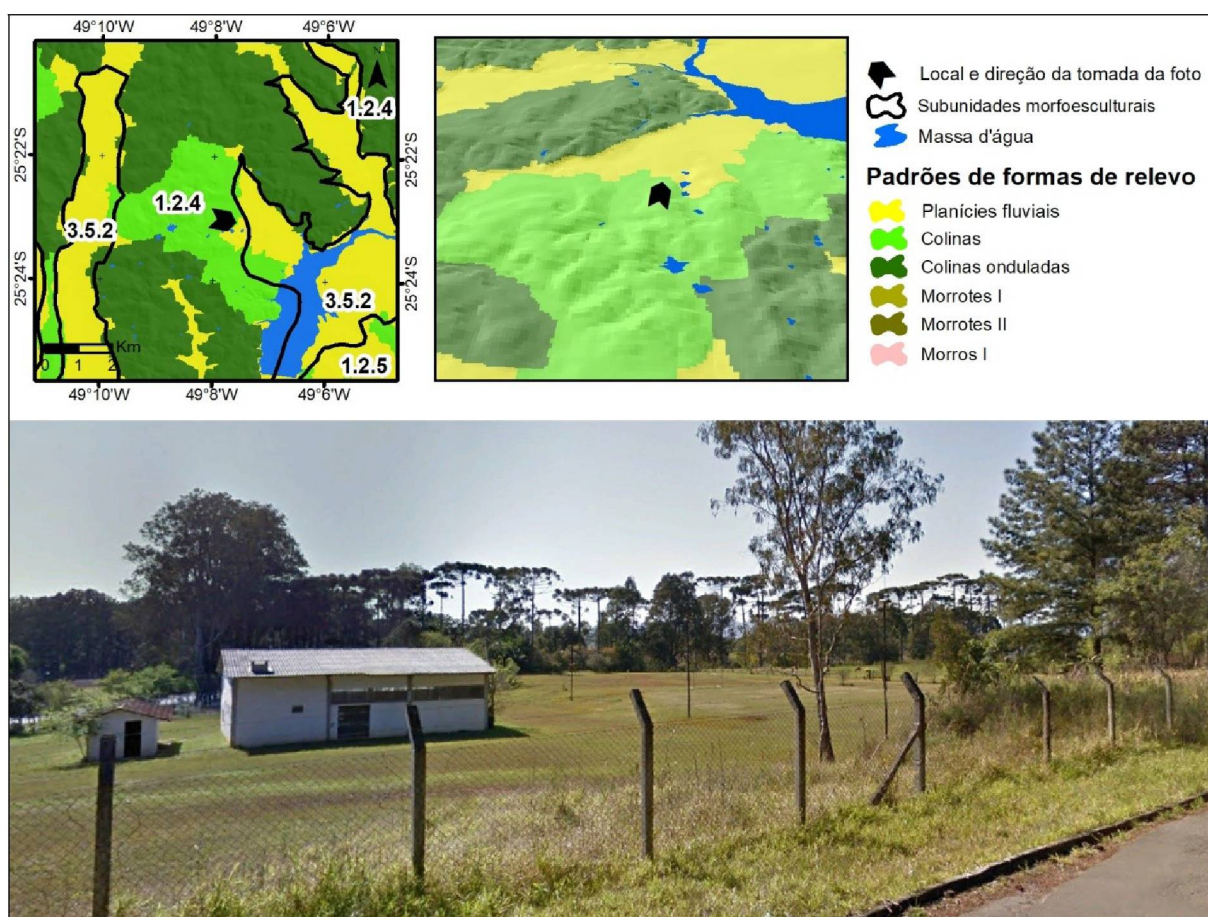
FONTE: O autor (2020).

Na bacia do rio Iguaçu, inserida no contexto da bacia sedimentar de Curitiba, as planícies se configuram como uma continuidade do mesmo padrão de formas de relevo desenvolvido majoritariamente nas subunidades morfoesculturais “Planícies Fluviais” e “Planalto do Alto Iguaçu”. Estas planícies fluviais são desenvolvidas sobre os sedimentos recentes depositados sobre a Formação Guabirotuba e o Complexo Atuba (Complexo Gnáissico-Migmatítico) (OKA-FIORI et al., 2006), nas margens de alguns dos principais afluentes do rio Iguaçu (rio Bacacheri, Palmital, Pantanal, Timbu, entre outros). Por sua vez, as planícies fluviais da bacia do rio Ribeira também se desenvolveram sobre os sedimentos recentes depositados sobre a Formação Guabirotuba e o Complexo Atuba. Entretanto a drenagem que dá origem aos sedimentos (no caso, o rio Florestal) se encontra encaixado em um relevo mais dissecado do que o relevo da bacia do Iguaçu, devido a diferença entre a energia

resultante do nível de base regional das duas bacias hidrográficas (BORTOLINI et al., 2018).

O padrão de formas de relevo colinas alongadas (124COL) (FIGURA 41) se caracteriza pelas vertentes retilíneas em geral longas, variando desde 500 metros de comprimento a até quase 1.000 metros. Considerando um raio de vizinhança de 300m, sua amplitude altimétrica máxima é de 36,35m e a mínima de 19,75m, com valor média do 23,45m. A declividade máxima é de 8,03% e a mínima de 3,47%, sendo a declividade média 6,59%. A altitude máxima de 1.030,52m, altitude mínima de 871,99m, ocupando área de 86,03km², correspondente a 12,62% da subunidade. Estas áreas coincidem com o que Salamuni et al. (2004; 2013) classificaram como “domínio de colinas - unidade de topo alongado”, que apresentam direções N-S e NE-SW, com escarpas mais baixas, entalhamento relativo e dissecação lenta e densidade média da rede de drenagem.

FIGURA 41 - PADRÃO DE FORMA DE RELEVO COLINAS ALONGADOS (124COL) NA SUBUNIDADE MORFOESCULTURAL “PLANALTO DE CURITIBA”

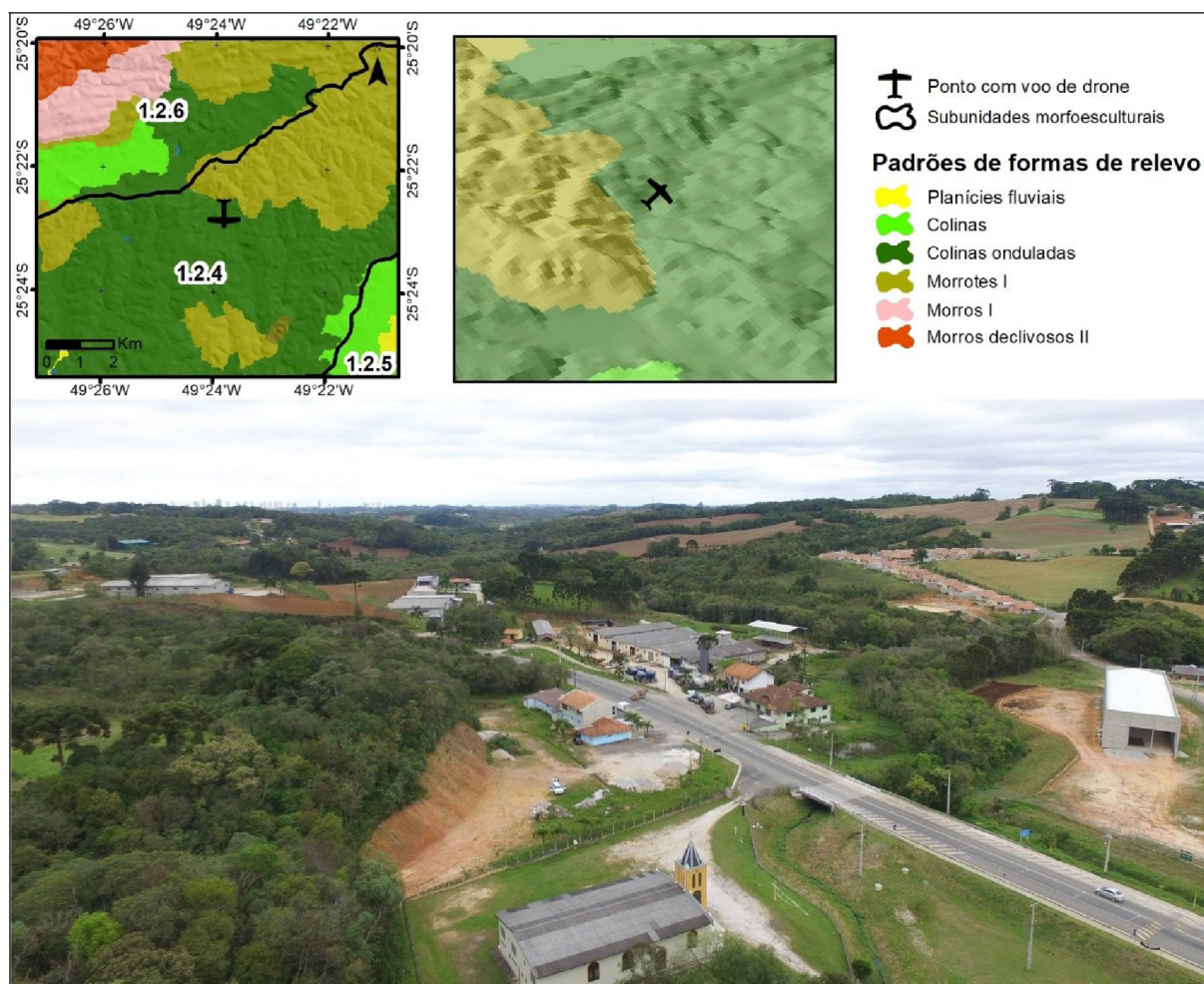


FONTE: O autor (2020). FOTOGRAFIA: Google StreetView (2019)

Esta forma colinosa se desenvolve majoritariamente sobre os sedimentos da Formação Guabirotuba, indicando assim um controle litológico que atua na diferenciação morfológica do relevo. Isto é evidenciado quando se compara este relevo ao relevo menos dissecado das planícies fluviais, desenvolvido sobre os sedimentos mais recentes, e quando se compara este relevo ao relevo mais dissecado desenvolvido sobre o Complexo Gnáissico-Migmatítico. Além do controle litológico, Salamuni et al. (2004) citam o controle estrutural presente na Formação Guabirotuba, que condicionam padrões subdendríticos e subretangulares na drenagem, que por sua vez, segundo Salamuni et al. (2013), estão instaladas em falhas com direção preferencial NE-SW, NW-SE e N-S.

Nas adjacências dos padrões 124PLF e 124COL e não mais situado sobre a bacia sedimentar de Curitiba, se situa o padrão de formas de relevo colinas onduladas de topos planos (124CON) (FIGURA 42). Considerando um raio de vizinhança de 300m, este padrão se caracteriza pela amplitude altimétrica máxima de 57,48m, amplitude altimétrica mínima de 31,72m, sendo a amplitude altimétrica média 44,02m. A declividade máxima é de 16,16% e a declividade mínima é de 8,23%, sendo a declividade média 11,67%. A altitude máxima de 1043,94m, altitude mínima de 817m, ocupando área de 415,46km², correspondente a 60,93% da subunidade, sendo assim a classe mais representativa do Planalto de Curitiba. Ele possui coincidência com o que Salamuni et al. (2004; 2013) denominou de “domínio de colinas – unidades de topo plano), que apresentam formas arredondadas, vertentes suaves, em geral côncavas, com entalhamento e dissecação profunda, e alta densidade de drenagens.

FIGURA 42 - PADRÃO DE FORMA DE RELEVO COLINAS ONDULADAS COM TOPOS PLANOS (124CON) NA SUBUNIDADE MORFOESCULTURAL “PLANALTO DE CURITIBA”



FONTE: O autor (2020)

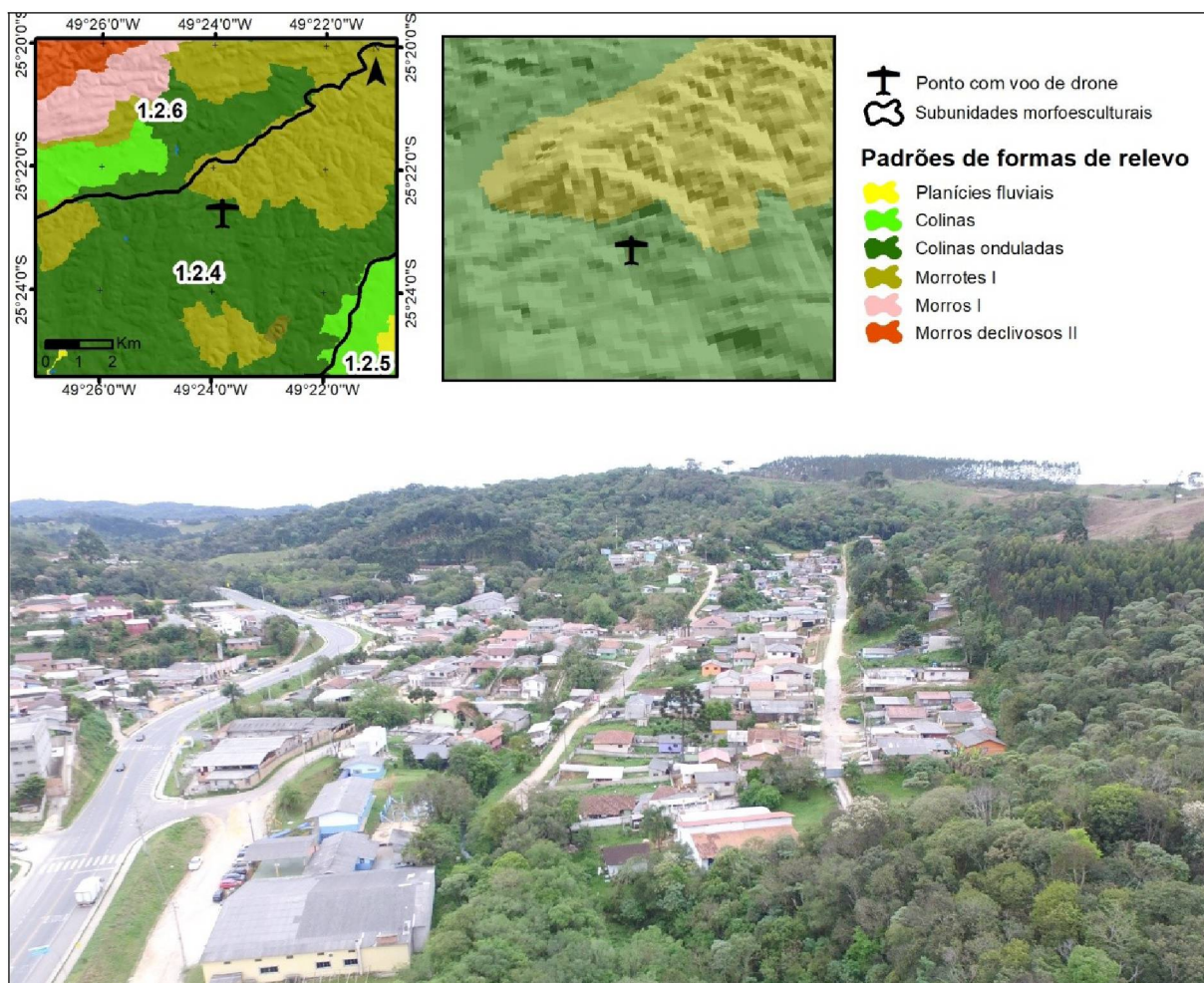
Este relevo se desenvolve majoritariamente sobre as rochas do Complexo Gnáissico-Migmatítico. Entretanto, nas porções mais próximas ao divisor de águas Ribeira-Iguaçu e na bacia do rio Ribeira, as colinas onduladas se desenvolvem também sobre o embasamento da Formação Guabirotuba, que tem por característica dar suporte aos relevos menos dissecados. Isto se deve, possivelmente, ao fato desta área pertencer antigamente à bacia do rio Iguaçu e ter sido capturada pela bacia do rio Ribeira (NASCIMENTO, 2009; NASCIMENTO et al., 2010). Nas porções adjacentes às planícies fluviais, estas colinas onduladas também se desenvolvem sobre a Formação Guabirotuba, adquirindo assim algumas características semelhantes ao padrão 124COL, como topos alongados nas direções NW-SE e N-S, além de apresentarem declividade inferior às demais áreas de colinas

onduladas neste planalto. Por fim, na porção extremo oeste da subunidade, se desenvolve sobre o Complexo Metamórfico Indiferenciado.

Em relação à influência estrutural, é possível observar orientações preferenciais em algumas das drenagens nas direções NE-SW, NW-SE e N-S, seguindo o padrão que ocorre na classe 124COL (SALAMUNI et al., 2004), porém sem dar uma forma alongada aos topos (com exceção as áreas adjacentes às planícies fluviais).

Situadas principalmente no limite entre esta subunidade morfoescultural e a subunidade ao norte “Planalto Dissecado de Tunas do Paraná”, o padrão de formas de relevo morrotes (124MT1) (FIGURA 43) apresenta, considerando um raio de vizinhança de 300m, amplitude altimétrica máxima de 84,85m e mínima de 51,48m, sendo a amplitude altimétrica média de 67,15m. A declividade máxima é de 23,37% e a mínima de 14,87, sendo a média de 17,54%. A altitude máxima de 1.099,5m, altitude mínima de 815,66m, ocupando área de 89,65km², correspondente a 13,15% da subunidade. Este relevo está englobado na unidade que Salamuni et al. (2004) denomina de “domínio de morros de topografia mais ou menos íngreme”, desenvolvendo-se sobre o embasamento da Formação Capiru. Este padrão é caracteriza por vertentes conexas com comprimento entre 250 e 500 metros e topos arredondados.

FIGURA 43 - PADRÃO DE FORMA DE RELEVO MORROTES (124MT1) NA SUBUNIDADE MORFOESCULTURAL “PLANALTO DE CURITIBA”



FONTE: O autor (2020)

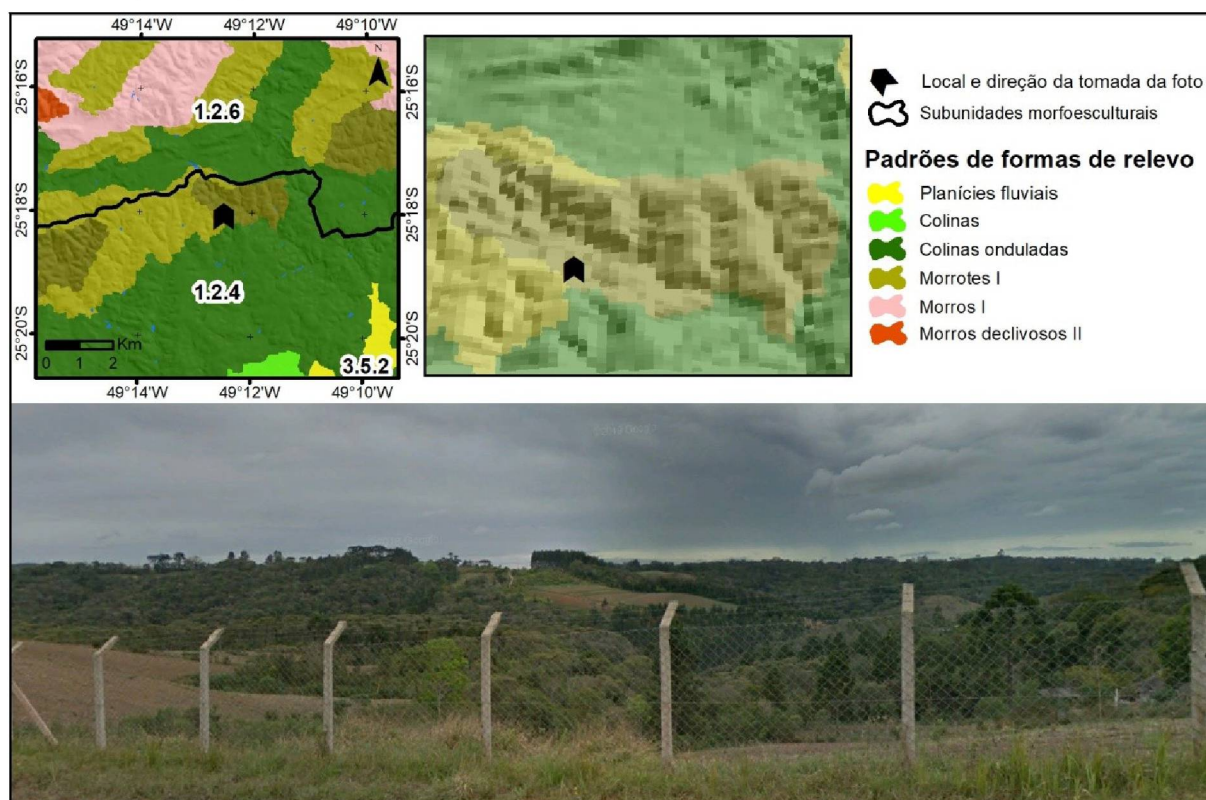
Este padrão de formas de relevo ocorre em três distintas porções do Planalto de Curitiba, possuindo, entretanto, características morfográficas semelhantes. A área mais significativa se situa, como citado no parágrafo acima, no limite com o Planalto Dissecado de Tunas do Paraná, desenvolvendo-se sobre as rochas da Formação Capiru. A segunda área mais significativa se localiza na bacia do rio Ribeira, onde este relevo se desenvolve sobre o embasamento do Complexo Gnáissico-Migmatítico. A terceira (e menos significativa) área está também situada sobre o Complexo Gnáissico-Migmatítico, entretanto na área da bacia do rio Iguaçu.

Na primeira área é possível detectar o forte condicionante litológico na formação do relevo. Aliado a isto, o adensamento de estruturas orientadas na direção NW-SE, como fraturas e diques de diabásio que condicionam respectivamente o encaixe das drenagens e os altos topográficos, proporcionam o

desenvolvimento de um relevo mais complexo do que o encontrado sobre o Complexo Gnáissico-Migmatítico. Na segunda área estes morrotes menos dissecados se apresentam como um relevo de transição entre as colinas onduladas da Formação Guabirotuba, localizadas próximo ao divisor de águas, e os morrotes mais dissecados localizados em uma porção mais baixa da bacia. Na terceira área, este relevo de morrotes apresenta uma amplitude altimétrica e declividade pouco acima do limiar entre elas e as colinas onduladas do seu entorno, além de orientação preferencial das principais drenagens na direção N-S.

Localizado próximo ao limite com a subunidade morfoescultural Planalto Dissecado de Tunas do Paraná e na bacia do rio Ribeira, o padrão de formas de relevo morrotes fortemente ondulados (124MT2) (FIGURA 44) apresenta, considerando um raio de vizinhança de 300m, amplitude altimétrica máxima de 97,05m, a mínima de 57,09m e a média é de 72,61m. A declividade máxima é de 32,37%, a mínima é de 19,64%, sendo a declividade média de 21,51%. Ocupa área de 46,38km², o que corresponde a 6,8% da subunidade. Seus topos são arredondados e as vertentes convexas com comprimentos variando entre 250 e 550 metros.

FIGURA 44 - PADRÃO DE FORMA DE RELEVO MORROTES FORTEMENTE ONDULADOS (124MT2) NA SUBUNIDADE MORFOESCULTURAL “PLANALTO DE CURITIBA”



FONTE: O autor (2020). FOTOGRAFIA: Google Street View (2019)

Próximo à subunidade morfoescultural Planalto de Tunas do Paraná, o padrão 124MT2 se desenvolve sobre a Formação Capiru, encontrando-se cercado pelo relevo do padrão 124MT1. Ele se diferencia do relevo adjacente devido à maior densidade de drenagens, apresentando assim vertentes mais curtas, entre 150m e 200m, e vales mais entalhados, que por consequência resultam em uma declividade e rugosidade mais elevadas para esta área. A presença de diques de diabásio, que por erosão diferencial em relação aos metassedimentos (ex: filitos) do entorno, se constituem como altos topográficos orientados na direção NW-SE, contribui para o aumento da dissecação na área.

Na porção situada na sub-bacia do rio Capivari, pertencente à bacia do rio Ribeira, este relevo se desenvolveu sobre o embasamento do Complexo Gnáissico-Migmatítico. Nesta zona da subunidade os morrotes mais dissecados se localizam nas áreas mais baixas da bacia, enquanto os morrotes menos dissecados se localizam em porções mais altas, fruto do processo de erosão remontante que atua sobre o relevo dissecando as áreas de menor elevação próximas ao nível de base da sub-bacia. À exceção são as áreas cortadas por diques de diabásio, que por

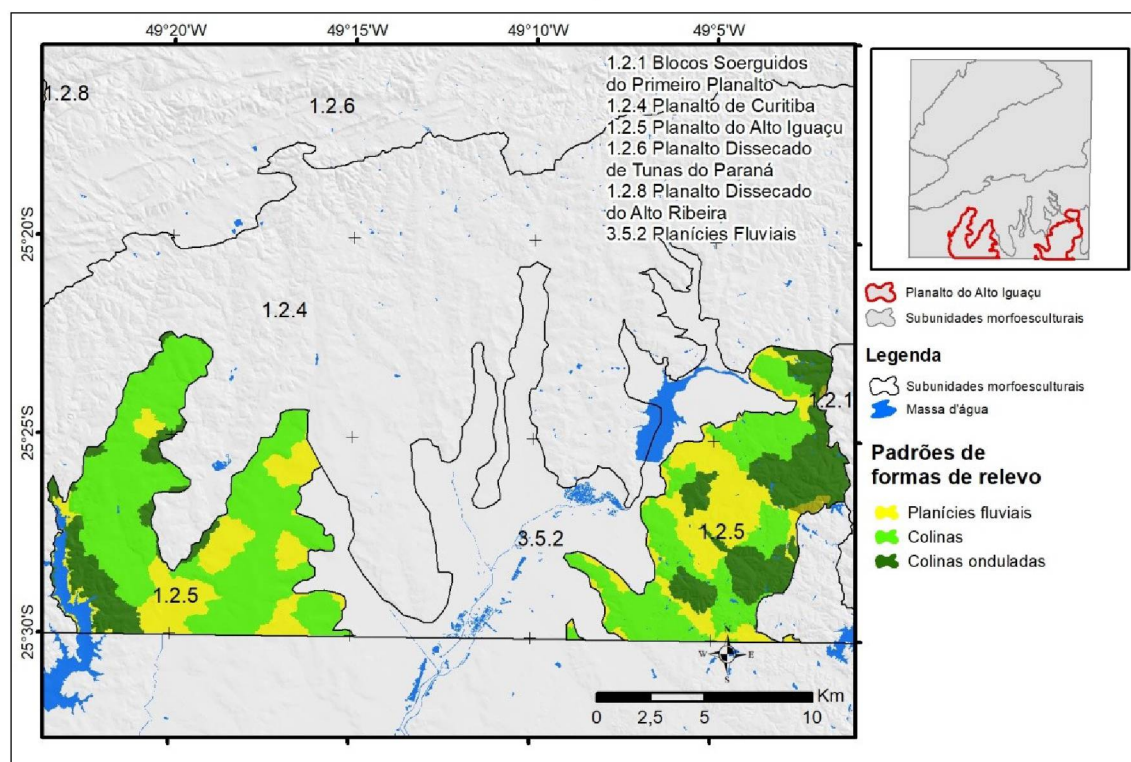
erosão diferencial se definem como os altos topográficos locais, possuindo topos alongados e direção preferencial NW-SE.

O último padrão de formas de relevo presente nesta subunidade morfoescultural é a 124MO1. Ele ocupa área de 5,02km², correspondendo a 0,74% da área da subunidade. Entretanto, ele se localiza isoladamente em duas porções na transição com os Blocos Soerguidos do Primeiro Planalto e na transição com o Planalto Dissecado de Tunas do Paraná. Em ambas eles assumem as características dos padrões de formas de relevo correspondentes nas subunidades adjacentes, ou seja, na realidade são caracterizadas como os padrões 121MO1 e 126MO1.

4.3.3 PLANALTO DO ALTO IGUAÇU

No relevo da subunidade morfoescultural “Planalto do Alto Iguaçu” foram mapeadas três diferentes padrões de formas de relevo: planícies fluviais (125PLF), colinas alongadas (125COL) e colinas onduladas (125CON) (FIGURA 45). Estes se desenvolveram sobre a baía sedimentar de Curitiba, mais especificamente sobre os sedimentos dos depósitos aluvionares holocênicos e a Formação Guabirotuba, e sobre o Complexo Gnáissico-Migmatítico (MINEROPAR, 2001).

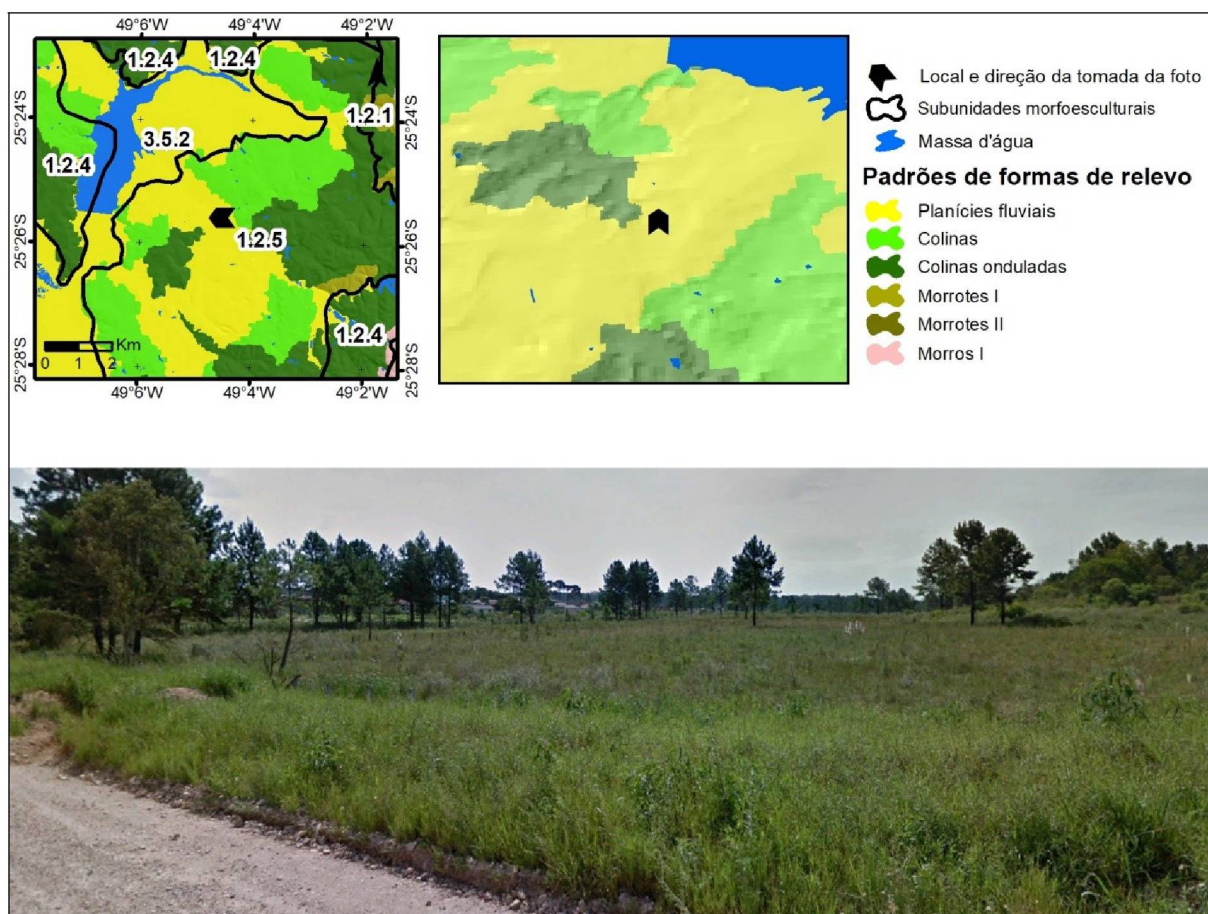
FIGURA 45 - PADRÕES DE FORMAS DE RELEVO NA SUBUNIDADE "PLANALTO DO ALTO IGUAÇU"



FONTE: O autor (2020)

As planícies fluviais (125PLF) (FIGURA 46) nesta subunidade morfoescultural são a continuidade do mesmo padrão de formas de relevo nas subunidades adjacentes. São caracterizadas pela declividade máxima de 4,5% e declividade mínima de 0,52%, com valor médio de 3,14%. Elas atingem altitude máxima de 970,29m, altitude mínima de 881,14m, e ocupa área de 51,35km², correspondendo a 26,45% da área do Planalto do Alto Iguaçu. Este relevo foi construído sobre depósitos aluvionais holocênicos, nas margens de alguns dos principais afluentes do rio Iguaçu, como por exemplo os rios Barigui, Passaúna e Piraquara.

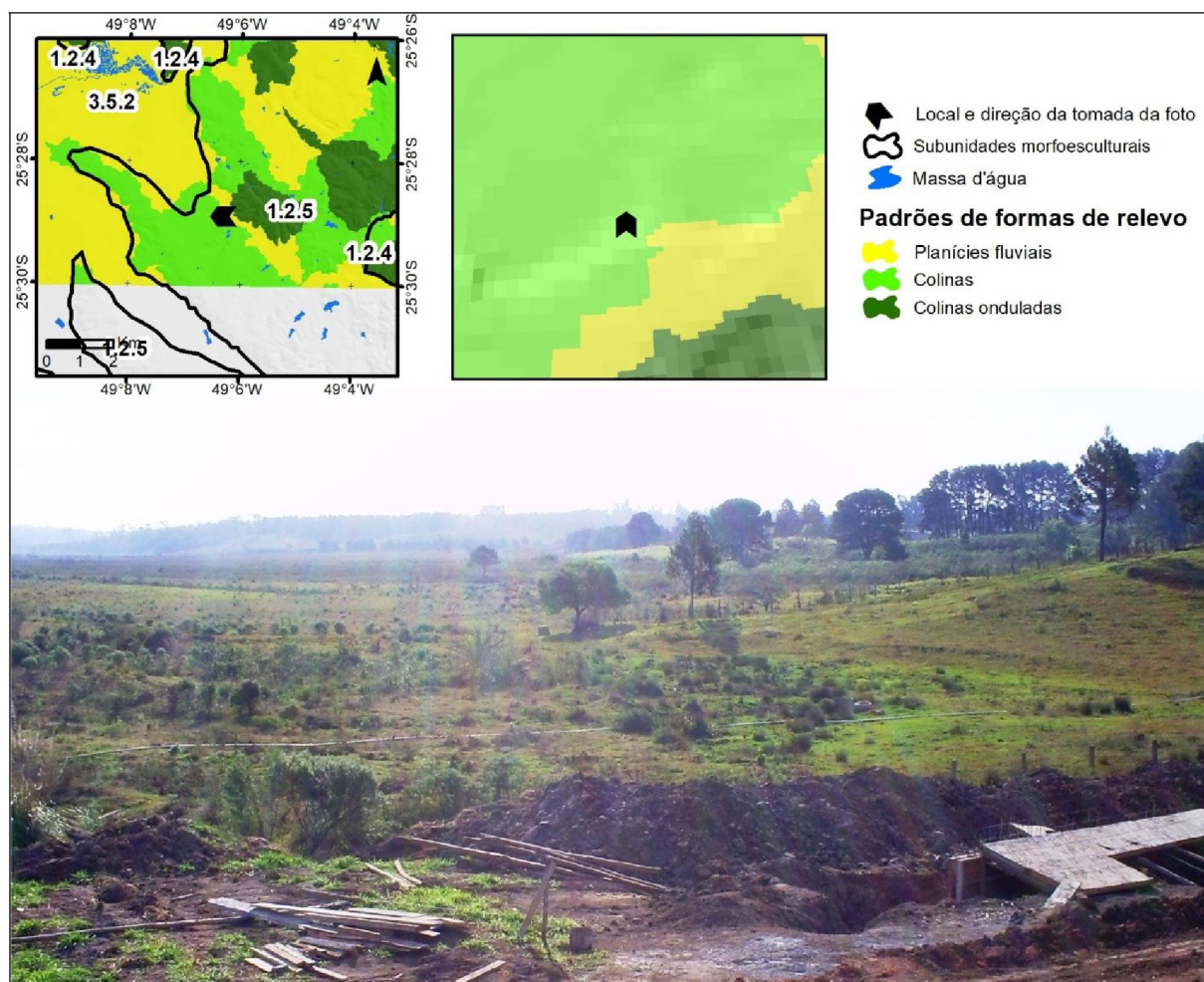
FIGURA 46 - PADRÃO DE FORMA DE RELEVO PLANÍCIES FLUVIAIS (125PLF) NA SUBUNIDADE MORFOESCULTURAL “PLANALTO DO ALTO IGUAÇU”



FONTE: O autor (2020). FOTOGRAFIA: Google Street View (2019)

O padrão de formas de relevo colinas alongadas (125COL) (FIGURA 47) é caracterizado pelos topos alongados nas direções N-S e NE-SW, vertentes retilíneas e em geral longas, variando desde 500 metros de comprimento a até quase 1.000 metros. Considerando um raio de vizinhança de 300m, sua amplitude altimétrica varia entre 35,82m e 11,96m, com valor médio de 21,8m. a declividade varia entre 8,44% e 1,83%, com valor médio de 4,32%. Atingem altitude máxima de 1.004,97m, altitude mínima de 882,45m, ocupando área de 102,93km², o que corresponde a 53,03%% da subunidade morfoescultural. Assim como o padrão 124COL, este relevo se desenvolve sobre o embasamento da Formação Guabirotuba e coincide com o que Salamuni et al. (2004; 2013) classificou como “domínio de colinas - unidade de topo alongado”. Entretanto, os escarpamentos orientados são menos pronunciados no relevo, resultando em uma declividade mais baixa do que o padrão correspondente no Planalto de Curitiba.

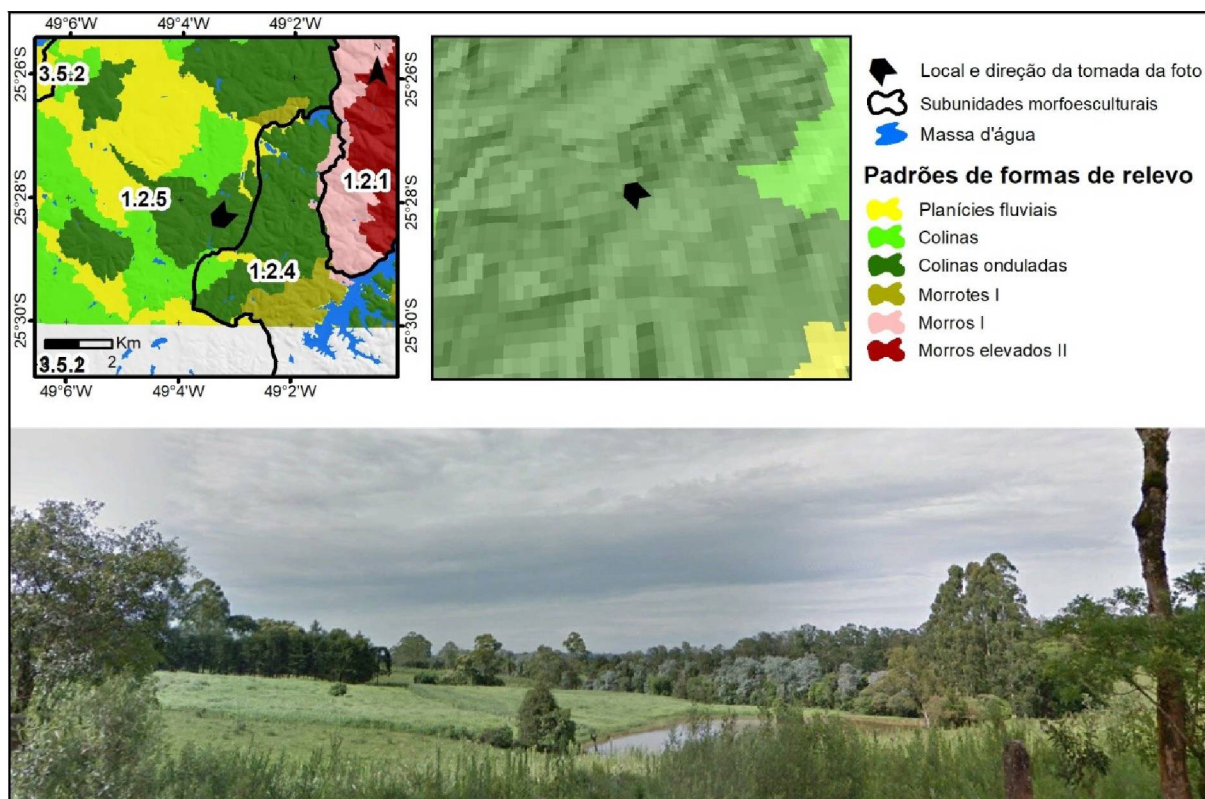
FIGURA 47 - PADRÃO DE FORMA DE RELEVO COLINAS ALONGADAS (125COL) NA SUBUNIDADE MORFOESCULTURAL “PLANALTO DO ALTO IGUAÇU”



FONTE: O autor (2020). FOTOGRAFIA: Claudinei Taborda da Silveira.

Situadas sobre o embasamento do Complexo Gnáissico-Migmatítico, o padrão de formas de relevo colinas onduladas (125CON) (FIGURA 48) apresenta topos arredondados e vertentes convexas com comprimentos entre 250 e 400 metros, sendo assim uma continuação espacial do padrão 124CON, coincidindo com o que Salamuni et al. (2004; 2013) denominou de “domínio de colinas – unidades de topo plano), que apresentam formas arredondadas, vertentes suaves, em geral côncavas, com entalhamento e dissecação profunda, e alta densidade de drenagens. Considerando um raio de vizinhança de 150m, sua amplitude altimétrica varia entre 52,40m e 31,17m, com valor médio de 37,98m. A declividade varia entre 16,3% e 8,61%, com valor médio de 9,94%. a altitude máxima é de 1003,17m, a altitude mínima é de 883,74m, ocupando área de 39,82km², o que corresponde a 20,52% da área da subunidade.

FIGURA 48 - PADRÃO DE FORMA DE RELEVO COLINAS ONDULADAS (125CON) NA SUBUNIDADE MORFOESCULTURAL "PLANALTO DO ALTO IGUAÇU"

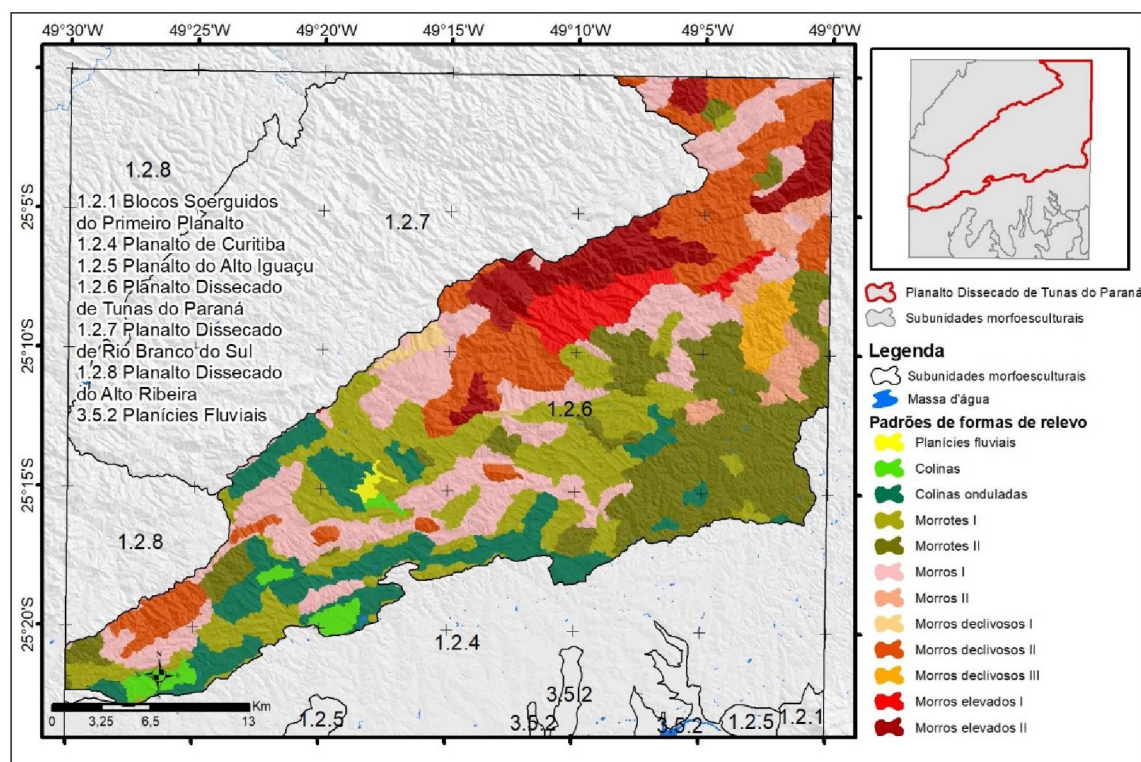


FONTE: O autor (2020). FOTOGRAFIA: Google Street View (2019).

4.3.4 PLANALTO DISSECADO DE TUNAS DO PARANÁ

De toda a área de estudo, o Planalto Dissecado de Tunas do Paraná se caracteriza como o de maior complexidade, tanto do ponto de vista geológico quanto geomorfológico. Retrato disto é o fato de que 12 padrões de formas de relevo foram mapeados na área, sendo eles (FIGURA 49): planícies fluviais de cabeceira de drenagem (126PLF), colinas (126COL), colinas onduladas alongadas (126CON), morrotes alongados (126MT1), morrotes fortemente ondulados (126MT2), morros (126MO1), morros com fortes quebras de relevo (126MO2), morros extremamente ondulados (126MD1), morros declivosos (126MD2), morros declivosos com fortes quebras de relevo (126MD3), morros elevados alongados (126ME1) e morros fortemente elevados e alongados (126ME2).

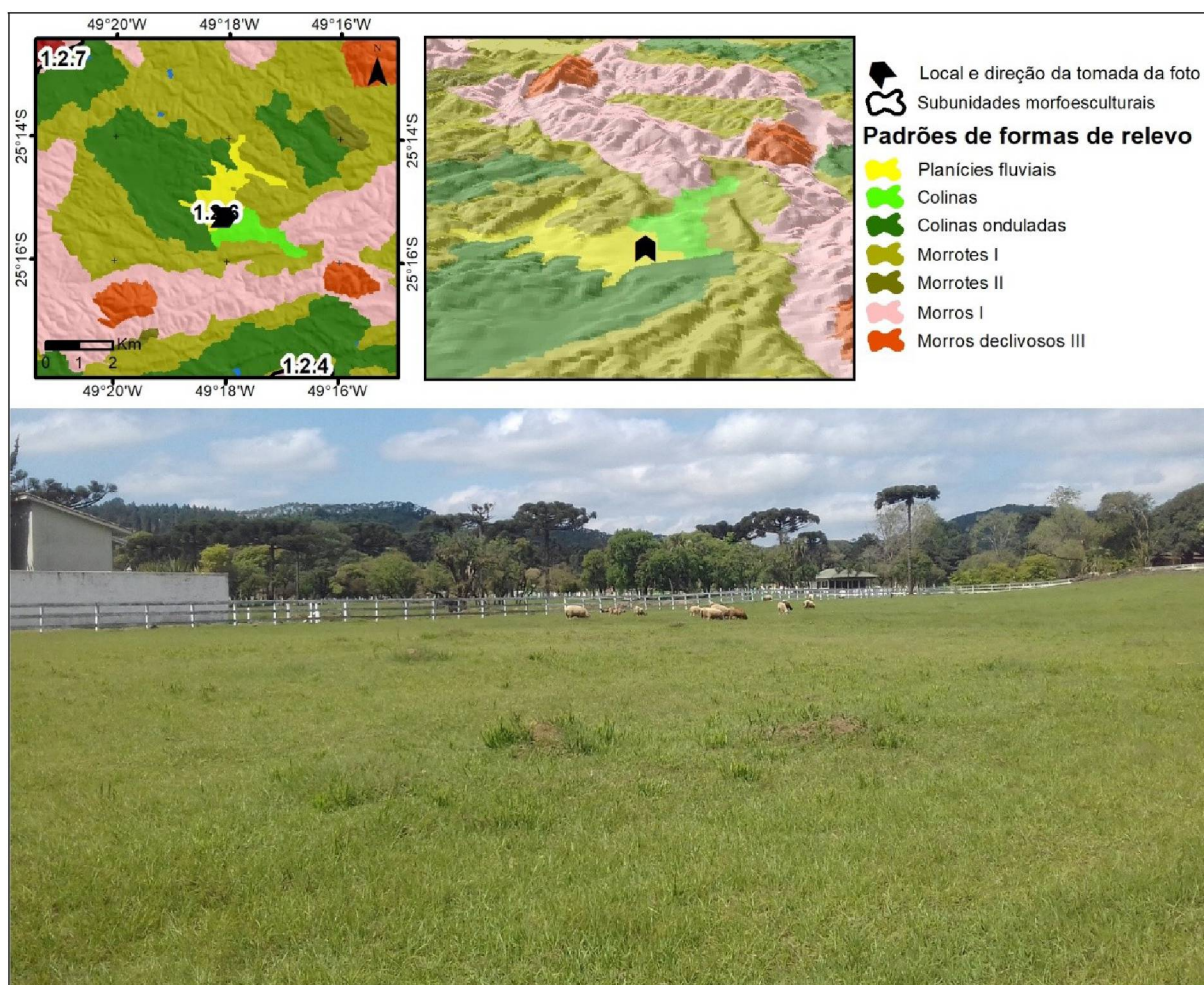
FIGURA 49 - PADRÕES DE FORMAS DE RELEVO NA SUBUNIDADE "PLANALTO DISSECAÇÃO DE TUNAS DO PARANÁ"



FONTE: O autor (2020)

O padrão de formas de relevo planícies fluviais de cabeceira de drenagem (126PLF) (FIGURA 50) se localiza no alto da sub-bacia do rio Barigui, a menos de 2km do limite entre as bacias do rio Iguaçu e do rio Ribeira. Este relevo apresenta altitude máxima de 1.029,05m, altitude mínima de 1.000,31m e declividade média de 4,47%, ocupando área de 2,51km², o que corresponde a 0,28% da subunidade.

FIGURA 50 - PADRÃO DE FORMA DE RELEVO PLANÍCIES FLUVIAIS (126PLF) NA SUBUNIDADE MORFOESCULTURAL “PLANALTO DISSECADO DE TUNAS DO PARANÁ”



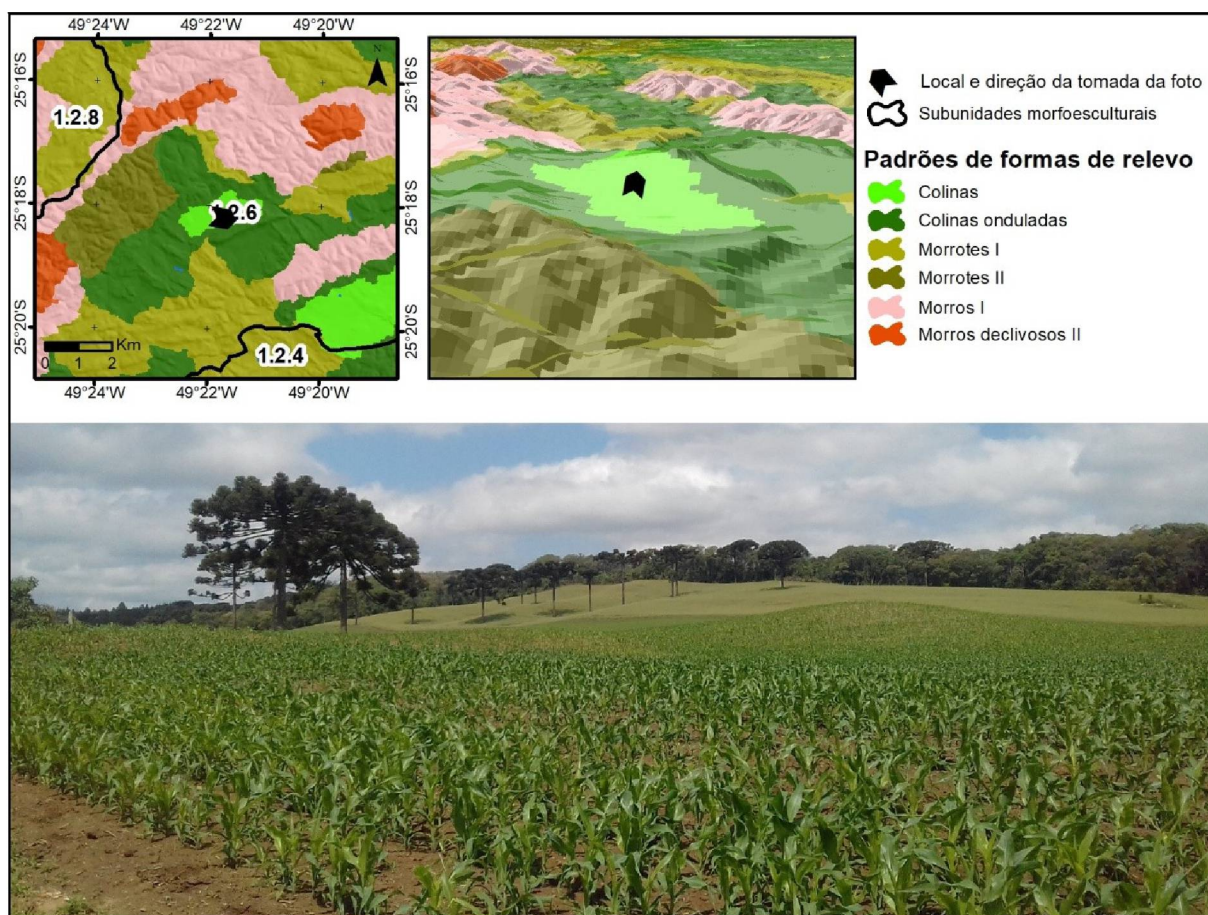
FONTE: O autor (2020)

Rosa Filho e Guarda (2008) citam a presença de pequenas planícies deprimidas nas áreas com predominância das rochas carbonáticas da Formação Capiru. Neste contexto, esta planície fluvial, isolada em relação às demais planícies fluviais do Alto Iguaçu, é resultado da deposição de sedimentos recentes sobre os mármore dolomíticos da Formação Capirú. Este processo de deposição sedimentar em cabeceira de drenagem é consequência do estrangulamento que o rio Barigui sofre ao romper os morros e morrotes de cristas quartzíticas, aproveitando as delgadas áreas por onde os diques de diabásio de orientação NW-SE, menos resistentes que os quartzitos, se estabeleceram. Estas delgadas áreas formam um barramento natural que proporciona inundações, resultando na deposição de material sedimentar na área logo à montante. Outras áreas em cabeceiras de drenagem também apresentam características semelhantes, entretanto não

recobrem área significativa, sendo assim generalizadas no processo de segmentação.

O padrão de formas de relevo colinas (126COL) (FIGURA 51) se caracteriza pela forma suave e localizada nas porções mais baixas associadas ao embasamento da Formação Capiru. Considerando um raio de vizinhança de 300m, sua amplitude altimétrica varia entre 36,26m e 29,93m, sendo o valor médio de 32,21m. A declividade varia entre 6,97% e 4,97%, sendo o valor médio 6,10%. A altitude máxima nestas colinas é de 1.066,50m, a altitude mínima é de 923,43m, e ocupando área de 15,32km², o que corresponde a 1,71% da área da subunidade.

FIGURA 51 - PADRÃO DE FORMA DE RELEVO COLINAS (126COL) NA SUBUNIDADE MORFOESCULTURAL “PLANALTO DISSECADO DE TUNAS DO PARANÁ”



Em primeiro plano, padrão de formas de relevo 126COL. Ao fundo, relevo mais elevado, com cristas sustentadas por quartzitos e vertentes sustentadas por filitos.

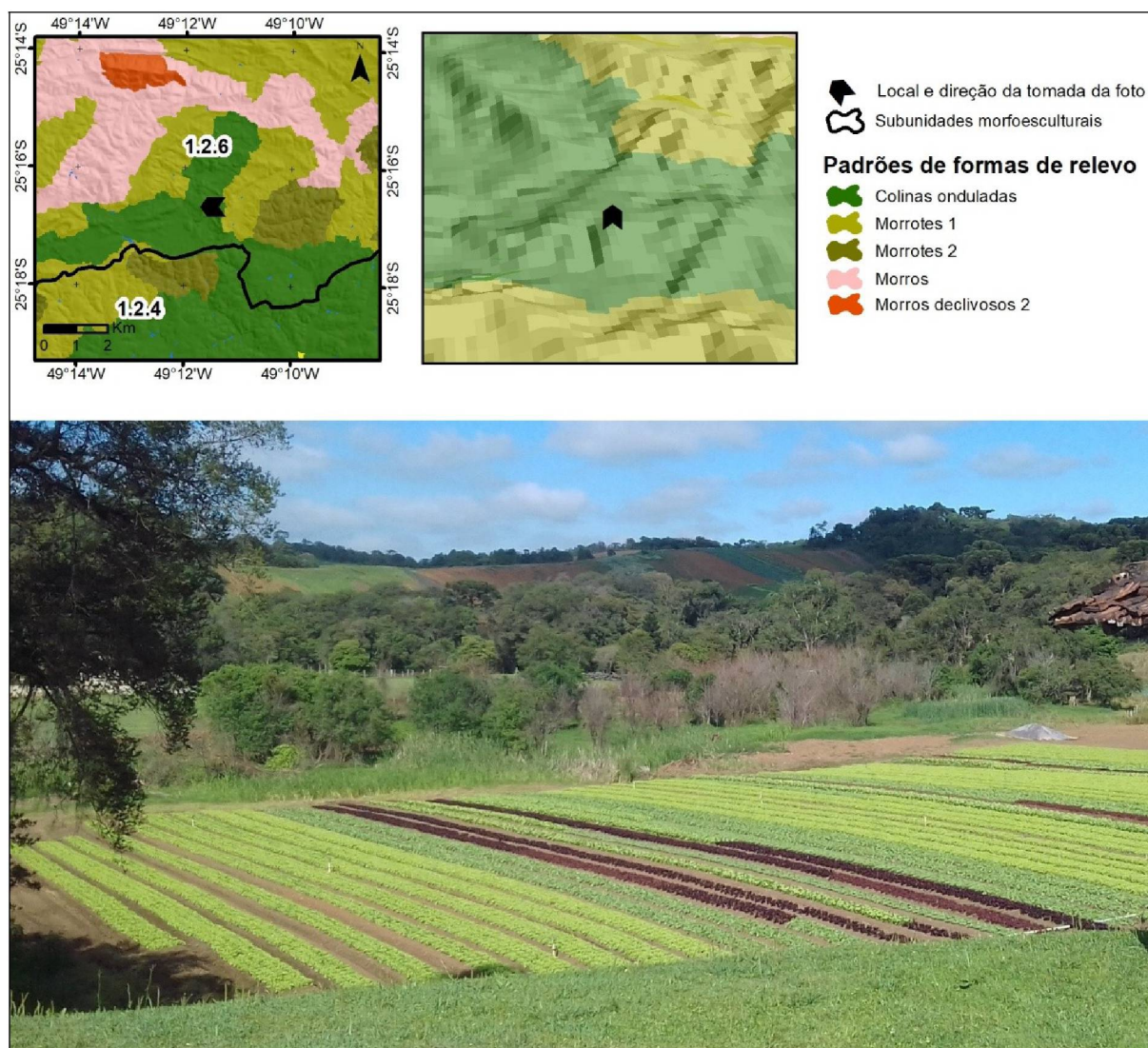
FONTE: O autor (2020)

Este relevo ocorre nas áreas de menor altimetria embasadas por mármore dolomíticos e metadolomitos, coincidindo espacialmente com pequenos depósitos de aluvionares holocênicos (SANEPAR, 2006) e com feições endocársticas em zona

saturada e feições exocársticas (dolinas, poljes e uvalas) (BIGARELLA; SALAMUNI, 1958; NASCIMENTO et al., 2012). A menor resistência do embasamento em relação às rochas do entorno (filitos, quartzitos e diabásio) (BIGARELLA; SALAMUNI; 1958), associado ao fenômeno de dissolução característicos das rochas carbonáticas que produzem um rebaixamento preferencial em algumas porções do relevo (ROSA FILHO; GUARDA, 2008), condicionou a formação de um relevo mais suave e altimetricamente inferior. Isto proporcionou inclusive a deposição de sedimentos recentes nestas áreas, principalmente nas margens de drenagens que rompem embasamentos mais resistentes à jusante.

Localizado quase que exclusivamente na área da Formação Capiuru, o padrão de formas de relevo colinas onduladas alongadas (126CON) (FIGURA 52) se caracteriza pela morfologia que agrega características do padrão 126COL e 126MT1, tendo seus fundos de vales e vertentes uma forma alongada, colinosa e suave, enquanto os topos são alongados, lembrando pequenos morrotes. Considerando um raio de vizinhança de 300m, sua amplitude altimétrica varia entre 60,86m e 36,14m, com valor médio de 47,55m. A declividade varia entre 7,5% e 14,58%, com valor médio de 10,96%. A altitude máxima é de 1.123,4m, a altitude mínima é de 820,5m. Ocupa área de 97,77km², o que corresponde a 10,9% da área da subunidade.

FIGURA 52 - PADRÃO DE FORMA DE RELEVO COLINAS ONDULADAS ALONGADOS (126CON) NA SUBUNIDADE MORFOESCULTURAL “PLANALTO DISSECADO DE TUNAS DO PARANÁ”



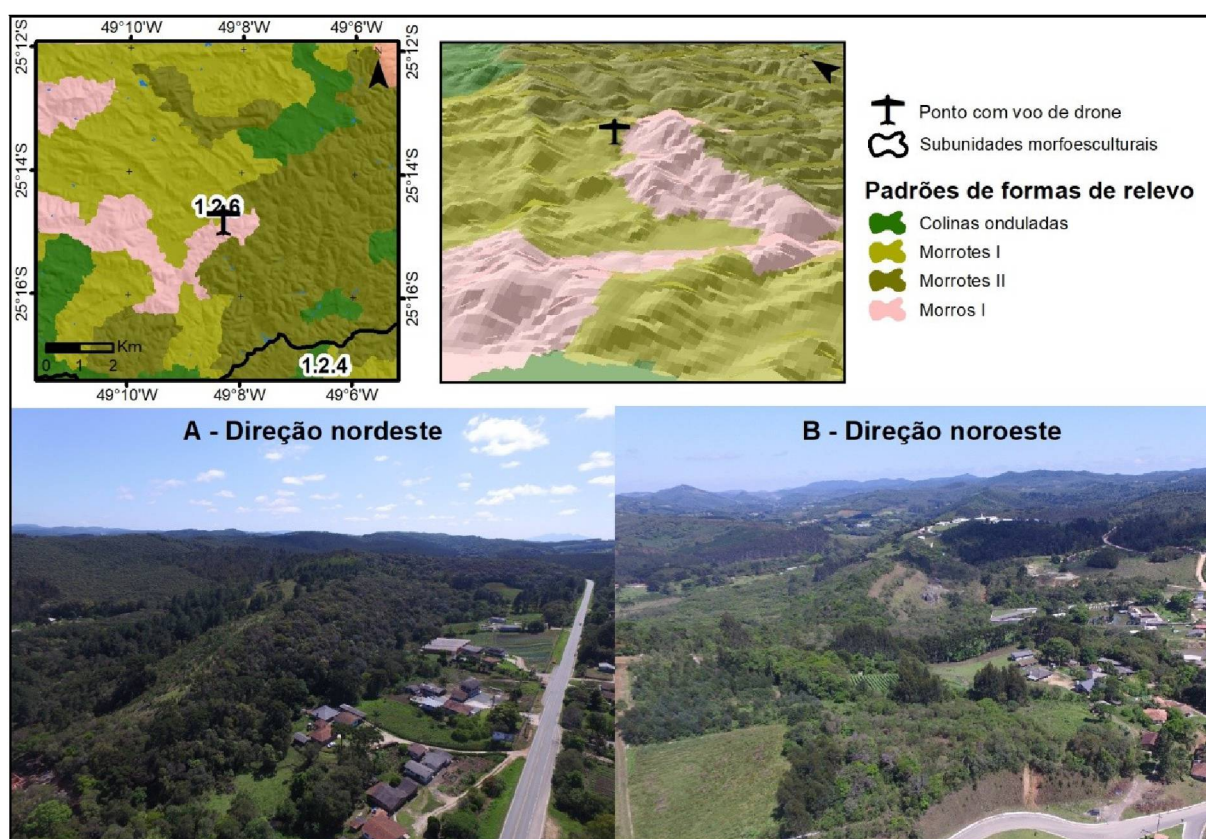
Ao fundo, cristas alongadas sustentada por um dique de diabásio orientado à NW-SE. Em primeiro plano, fundo de vale e vertente alongada sobre rochas carbonáticas.

FONTE: O autor (2020).

Os controles litológicos e estruturais são marcantes na construção do relevo deste padrão. Os altos topográficos (topos em cristas) apresentam duas orientações preferenciais: NW-SE, associado aos diques de diabásio; e NE-SW, associados às pequenas cristas compostas por filitos. Por sua vez, a base (fundo de vales e vertentes) é sustentada pelos mármore dolomíticos e metadolomiticos. Segundo Rosa Filho e Guarda (2008), estas diferenças altimétricas ligadas às litologias e às estruturas são resultado do comportamento dos diques de diabásio e dos quartzitos em relação às rochas encaixantes. Ambos ocorrem como cristas alongadas quando seccionam as rochas carbonáticas, e quando ambos se seccionam os diques ocorrem como vales e os filitos como cristas alongadas.

Assim como os padrões 126PLF, 126COL e 126CON, o padrão de formas de relevo morrotes alongados (126MT1) (FIGURA 53) se desenvolveu na área da Formação Capiiru, apresentando topos alongados em cristas, vertentes alongadas e suaves e fundos de vales semelhantes aos encontrados no padrão 126CON. Considerando um raio de vizinhança de 300m, Sua amplitude altimétrica varia entre 86,54m e 51,86m, com valor médio de 69,91m. A declividade varia entre 23,54% e 14,63%, com valor médio de 19,24%. A altitude máxima é de 1158,83m, a altitude mínima é de 824,84m, ocupando área de 162km², o que corresponde a 18,05% da área da subunidade.

FIGURA 53 - PADRÃO DE FORMA DE RELEVO MORROTES ALONGADOS (126MT1) NA SUBUNIDADE MORFOESCULTURAL “PLANALTO DISSECADO DE TUNAS DO PARANÁ”



FONTE: O autor (2020)

A morfologia deste padrão é semelhante ao padrão 126CON, com cristas orientadas nas direções NE-SW (FIGURA 7A) e NW-SE (FIGURA 7B). As primeiras são geralmente sustentadas pelos quartzitos, entretanto algumas destas cristas são sustentadas por filitos. Onde os filitos não sustentam as cristas, elas se constituem como as áreas superiores e íngremes das vertentes onde as cristas são sustentadas

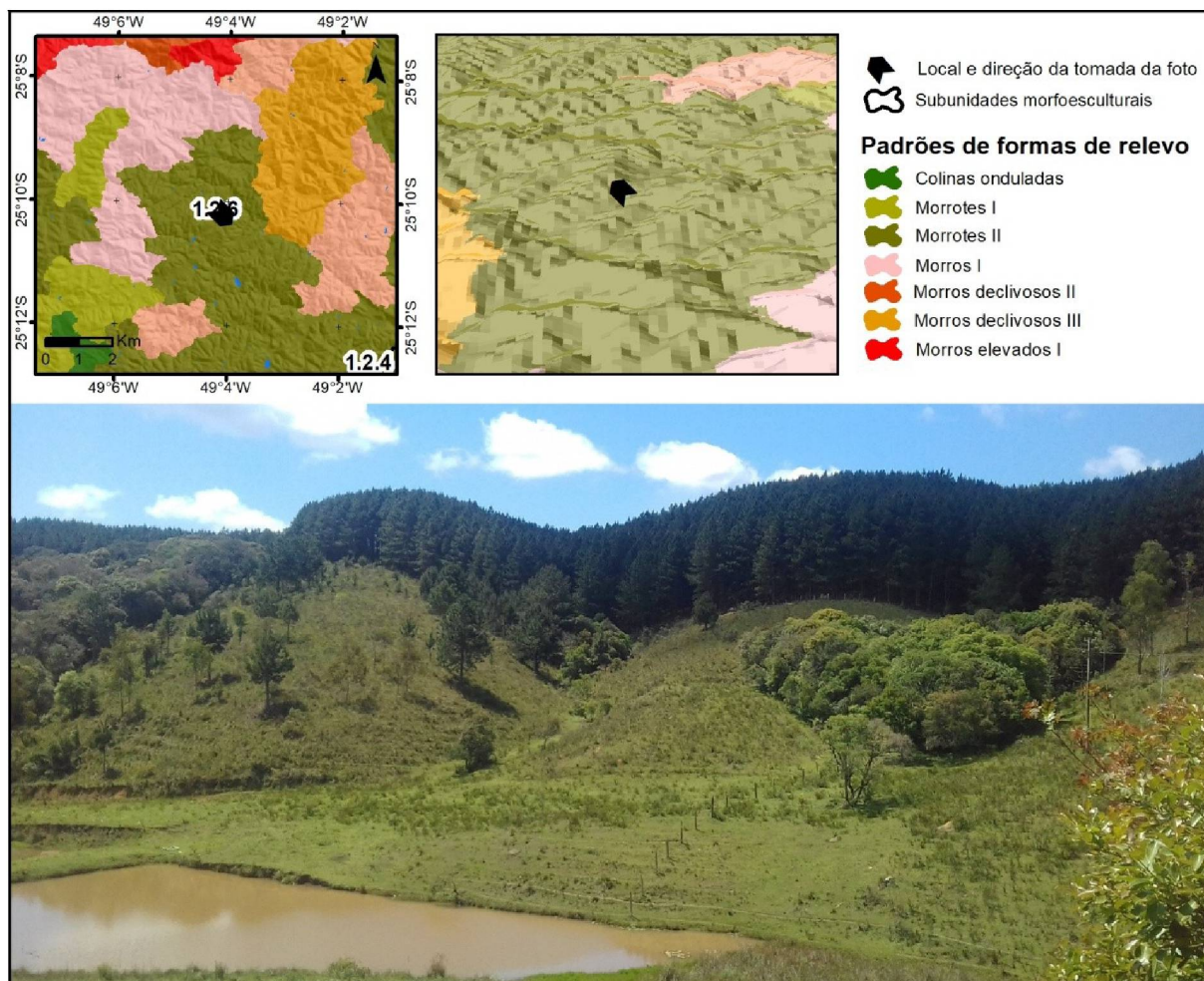
pelos corpos alongados de quartzitos (CAMPANHA, 1991). Os fundos de vales dos morrotes alongados à NE-SW são compostos por rochas carbonáticas. A maior resistência dos quartzitos em relação aos filitos (BIGARELLA; SALAMUNI, 1958) proporciona maior amplitude altimétrica e declividade para estas áreas, assim as diferenciando morfograficamente do padrão 126CON.

Os morrotes alongados à NW-SE, por sua vez, são sustentados pelos diques de diabásio. Estas estruturas ligadas ao Arco de Ponta Grossa formam assim as cristas destas formas de relevo, com exceção das áreas onde seccionam as rochas mais resistentes como os filitos e quartzitos, quando assim se apresentam como vales (ROSA FILHO; GUARDA, 2008). Estas áreas se diferenciam das áreas do padrão 126CON com cristas orientadas à NW-SE devido a maior densidade de cristas sustentadas por filitos e quartzitos seccionando transversalmente as estruturas de diabásio, resultando assim em um relevo mais complexo.

Algumas poucas áreas classificadas como o padrão 126MT1 se localizaram no embasamento geológico do Complexo Gnáissico-Migmatítico, principalmente em zonas próximas ao contato com a Formação Capiru. Estas áreas não apresentam o mesmo caráter composto por cristas alongadas que caracteriza este padrão e nem as características morfométricas do padrão adjacente (126MT2). Ou seja, elas são uma espécie de transição entre estes dois padrões de formas de relevo, e que acabaram por serem inseridas no padrão 126MT1. No capítulo 4.2 este caso foi analisado mais detalhadamente o como e por que estas áreas assumiram esta classificação no mapeamento.

Situado predominantemente sobre os migmatitos do embasamento do Complexo Gnáissico-Migmatítico, o padrão de formas de relevo morrotes fortemente ondulados (126MT2) (FIGURA 54) se caracteriza pelos topos arredondados, vertentes convexas e com comprimentos entre 250 e 350 metros, vales entalhados e pela alta rugosidade dada ao grande número de rupturas no relevo, devido à alta densidade de drenagens. Considerando um raio de vizinhança de 300m, sua amplitude altimétrica varia entre 95,31m e 56,65m, com valor médio de 74,84m. A declividade varia entre 32,59% e 18,95%, com valor médio de 23,56%. A altitude máxima é de 1.200,52m, a altitude mínima é de 803,88m, ocupando área de 159,54km², o que corresponde a 17,78% da área de estudo.

FIGURA 54- PADRÃO DE FORMA DE RELEVO MORROTES FORTEMENTE ONDULADOS (126MT2) NA SUBUNIDADE MORFOESCULTURAL “PLANALTO DISSECADO DE TUNAS DO PARANÁ”



FONTE: O autor (2020).

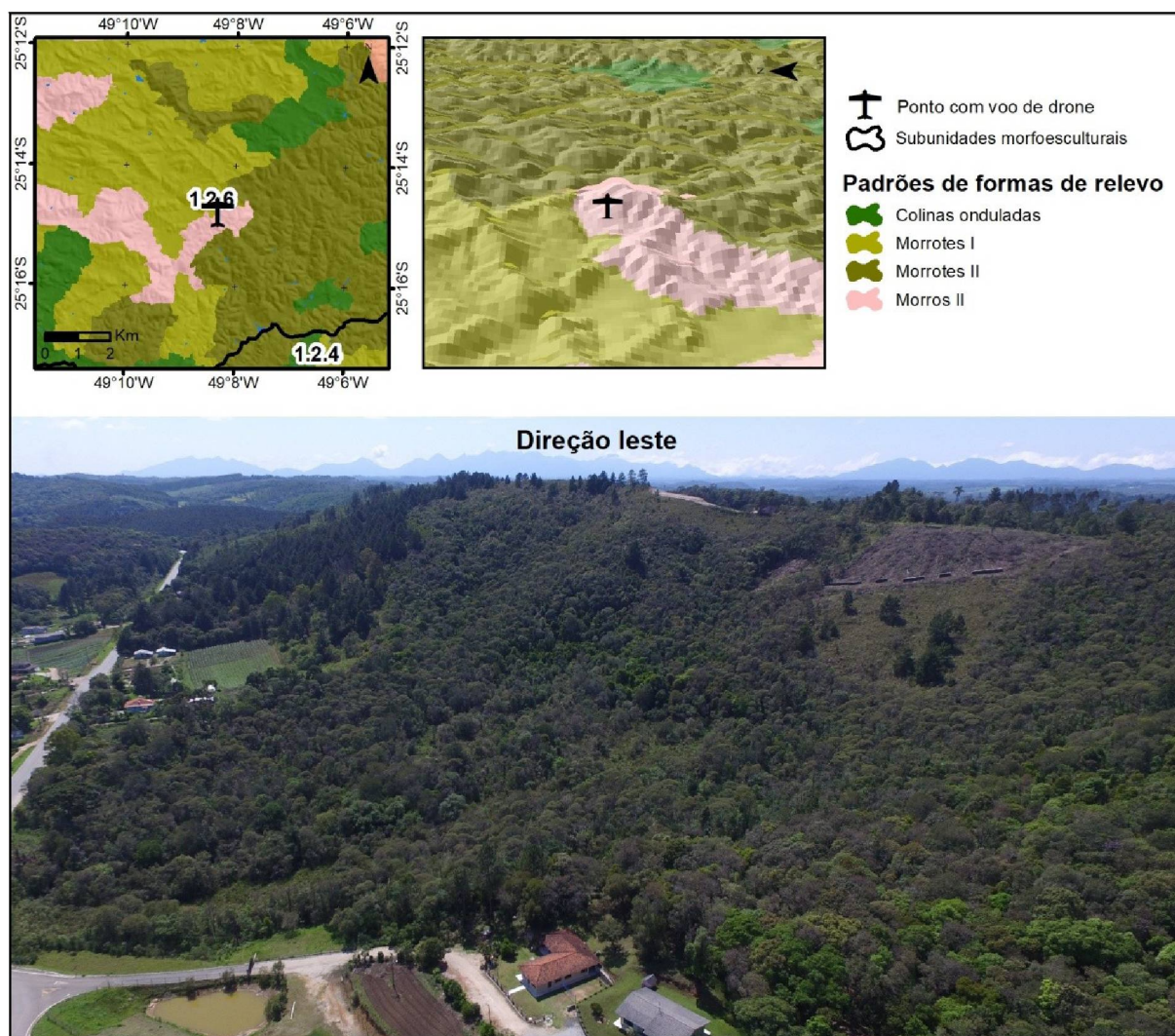
No contexto da bacia do rio Ribeira, este padrão se desenvolveu na sub-bacia do rio Capivari, que apresenta dissecação média, principalmente em sua cabeceira. Isto é devido à provável pirataria fluvial que ocorreu, onde segundo Nascimento (2009) a bacia do rio Ribeira capturou esta área que anteriormente drenava em na bacia do rio Iguaçu. Nas demais porções desta sub-bacia e nas demais, estes morrotes tendem a se desenvolver nas áreas mais próximas às principais drenagens, enquanto relevos mais dissecados se desenvolvem nos divisores de água, processo este fruto da erosão remontante característica da bacia do rio Ribeira.

Além do controle litológico e da ação da erosão remontante, controle estrutural é evidenciada em isoladas porções deste padrão. Nestas áreas, os diques de diabásio condicionam cristas alongadas de direção NW-SE.

As áreas classificadas como padrão 126MT2 que não são coincidentes com a abrangência do Complexo Gnáissico-Migmatítico se constituem como limitações da modelagem, situação já discutida no capítulo 4.2.

O padrão de formas de relevo morros (126MO1) (FIGURA 55) se caracteriza pelos topos alongados em cristas nas orientações NE-SW ou NW-SE, quando ocorrem na área da Formação Capiu e nos metabasitos, ou por topos arredondados quando ocorrem na área do Complexo Gnáissico-Migmatítico e na Formação Perau. O comprimento das vertentes varia entre 350 e 500 m. Considerando um raio de vizinhança de 400m, sua amplitude altimétrica varia entre 90,91m e 169,04m, com média de 115,19m. A declividade varia entre 32,42% e 11,15%, com valor médio de 25,64%. A altitude varie entre 1.206,10m e 764,34m. Ocupa área de 181,60km², o que corresponde a 20,24% da área da subunidade.

FIGURA 55 - PADRÃO DE FORMA DE RELEVO MORROS (126MO1) NA SUBUNIDADE MORFOESCULTURAL “PLANALTO DISSECADO DE TUNAS DO PARANÁ”



FONTE: O autor (2020)

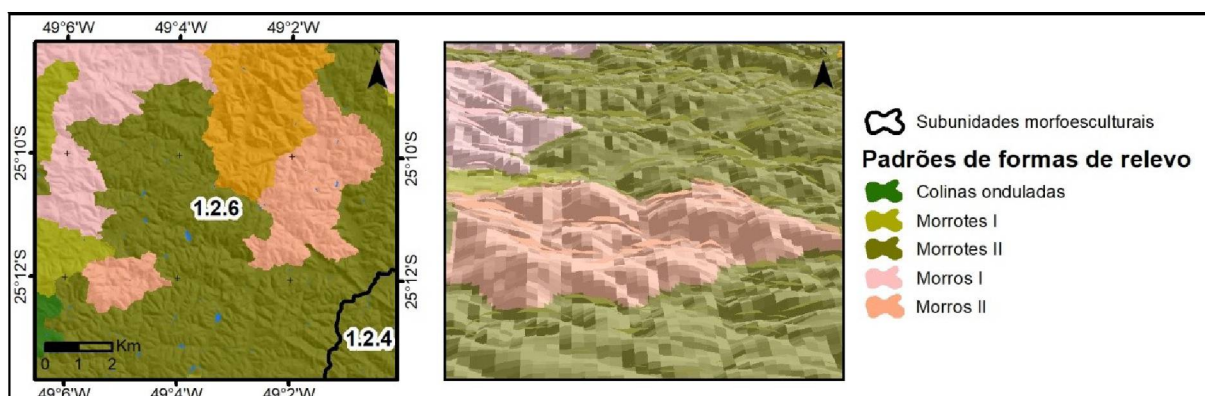
A forma alongada de orientação NE-SW que os topos destes morros tomam na Formação Capiru é fruto do controle litológico dos quartzitos, que são mais resistentes que os filitos e as rochas carbonáticas (BIGARELLA; SALAMUNI, 1958; CAMPANHA, 1991; ROSA FILHO; GUARDA, 2008), apresentando-se no relevo como *hogbacks* (SALAMUNI et al., 2013). No entorno dos quartzitos, os filitos sustentam as vertentes e os fundos de vale, atribuindo a estes (fundos de vale) maiores declividades do que os demais padrões que foram mapeados nesta unidade geológica. Onde os diques de diabásio seccionam este relevo, eles formam os vales (ROSA FILHO; GUARDA, 2008). Em áreas de grande densidade de diques, este padrão de formas de relevo adquire orientação preferencial NW-SE, devido à direção preferencial das drenagens. Na porção nordeste da subunidade, os

metabasitos condicionam o desenvolvimento destes morros, cortados também pelos diques de diabásio, ocorrendo como vales nesta área.

A ocorrência deste relevo sobre o Complexo Gnássico-Migmatítico está associada às áreas do divisor de águas da sub-bacia do rio Capivari com outras sub-bacias inseridas na bacia do rio Ribeira, devido a processo de erosão remontante. Este relevo também está associado às áreas mais à jusante, próximas as principais drenagens, da sub-bacia em questão. Nesta área, a presença de diques de diabásio marca o relevo como os fundos de vale. Na Formação Perau, se desenvolvem devido a erosão diferencial, onde as rochas deste embasamento são mais resistentes do que as rochas do Complexo Gnássico-Migmatítico e as rochas da Formação Capiru.

O padrão de formas de relevo morros com fortes rupturas de relevo (126MO2) (FIGURA 56), ocorre exclusivamente nesta subunidade, topos arredondados, vertentes convexas e com comprimentos entre 200m e 300m. Considerando um raio de vizinhança de 400m, a amplitude altimétrica varia entre 123,48 e 101,02m, com média de 109,81m. A declividade varia entre 30,21% e 27,82%, com valor médio de 28,64%. A altitude varie entre 1.120,37m e 807,49m. Ocupa área de 28,88km², o que corresponde a 3,22% da área da subunidade. Este relevo ocorre geralmente em áreas mais baixas que o entorno, próximos a importantes drenagens na área. O que o diferencia este padrão do 126MO1 é a alta densidade de rupturas de declividade no relevo, fruto da alta densidade de drenagens, que é característica também do padrão 126MD3 e de parte significativa do padrão 126MT2 desenvolvidos sobre o Complexo Gnássico-Migmatítico.

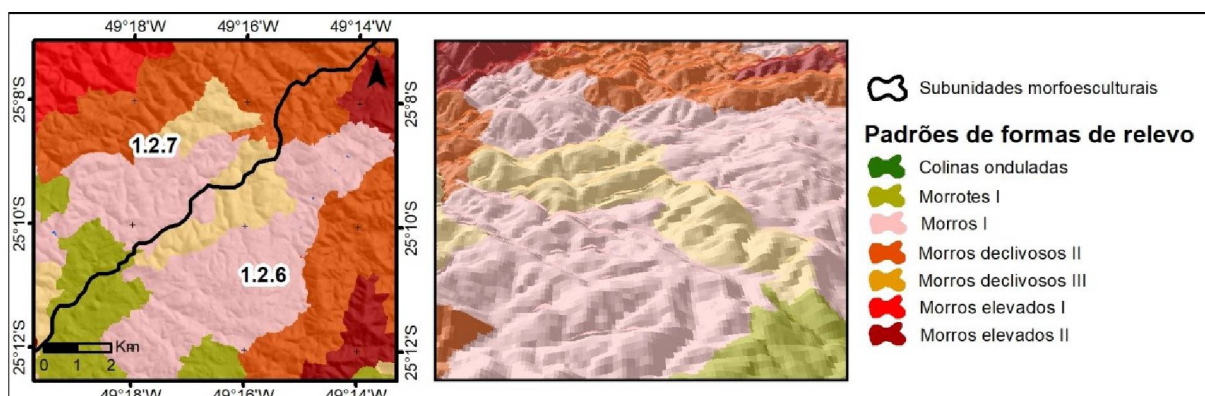
FIGURA 56 - PADRÃO DE FORMA DE RELEVO MORROS COM FORTES QUEBRAS DE RELEVO (126MO2) NA SUBUNIDADE MORFOESCULTURAL “PLANALTO DISSECADO DE TUNAS DO PARANÁ”



FONTE: O autor (2020)

Um dos menos significantes no Planalto Dissecado de Tunas do Paraná, o padrão de formas de relevo morros extremamente ondulados (126MD1) (FIGURA 57) se constitui como uma pequena porção do relevo desenvolvida sobre a Formação Capitu, sendo sustentada por filitos, e com as áreas mais baixas sustentadas por rochas carbonáticas. Esta configuração litológica entre as cristas destes morros e os fundos de vales é resultado da maior resistência dos filitos em relação as rochas carbonáticas (BIGARELLA; SALAMUNI et al., 1958). Apresenta topos alongados com orientação na direção N-S, se distinguindo neste sentido do relevo predominante desta subunidade. As vertentes têm comprimento entre 200 e 400 metros. Considerando um raio de vizinhança de 400m, sua amplitude altimétrica varia entre 157,63 e 138,59m, com média de 146,05m. A declividade varia entre 33,12% e 30,98%, com valor médio de 30,52%. A altitude varie entre 1127,51m e 766,08m. Ocupa área de 6,28km², o que corresponde a 0,7% da área da subunidade.

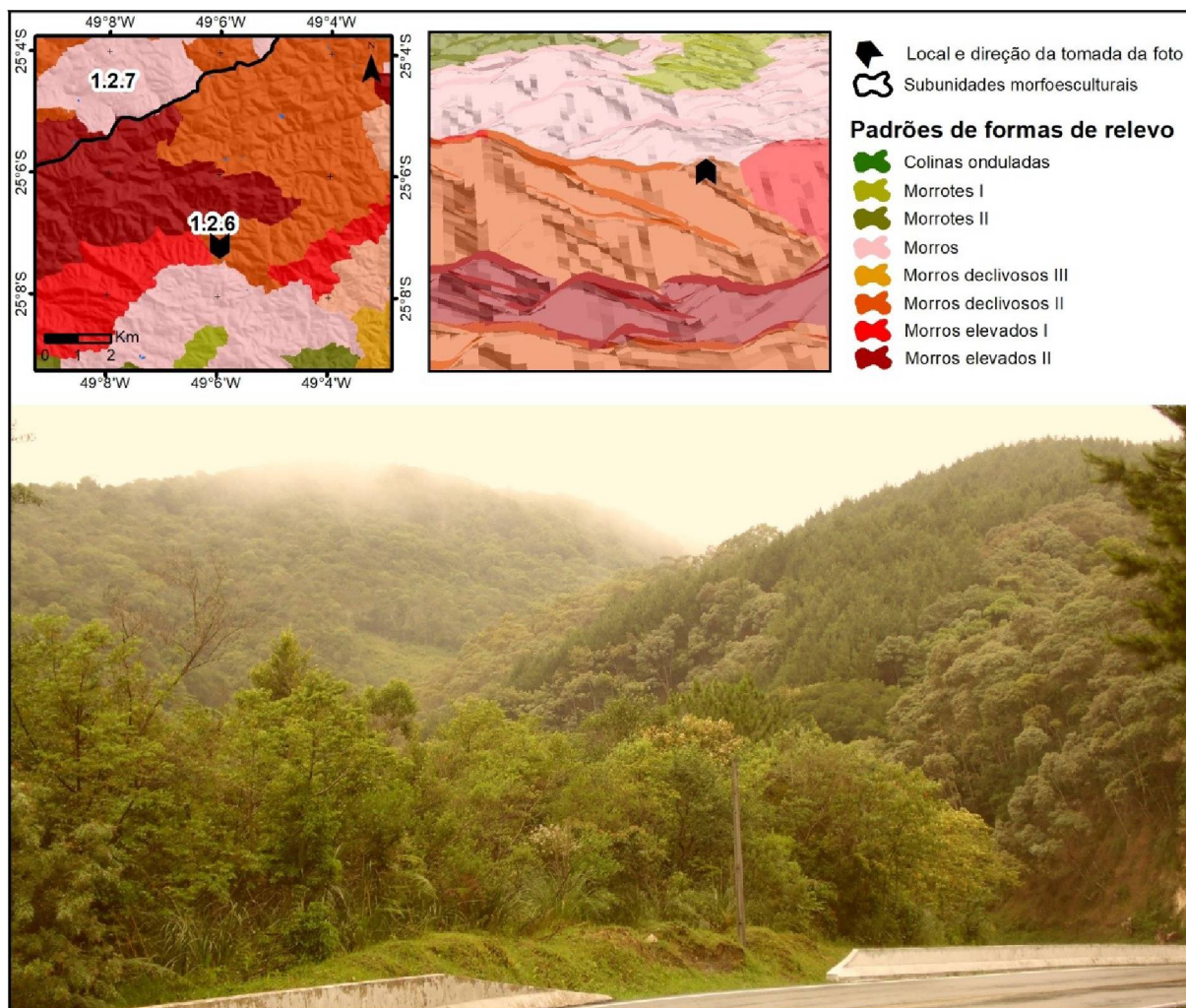
FIGURA 57 - PADRÃO DE FORMA DE RELEVO MORROS EXTREMAMENTE ONDULADOS (126MD1) NA SUBUNIDADE MORFOESCULTURAL “PLANALTO DISSECADO DE TUNAS DO PARANÁ”



FONTE: O autor (2020)

O padrão de formas de relevo morros declivosos (126MD2) (FIGURA 58) é o padrão de formas de relevo que foi identificado em uma maior diversidade de contextos geológicos, ocorrendo na Formação Capitu, na Formação Perau, no Complexo Gnáissico-Migmatítico e na Formação Votuverava. Os topos vão variar entre alongados em crista e arredondados, segundo o embasamento geológico que os sustentam. O comprimento das vertentes varia entre 400 e 500m, entretanto algumas áreas específicas elas possuem comprimentos pequenos, entre 200 e 300 metros. Considerando um raio de vizinhança de 400m, a amplitude altimétrica varia entre 201,64m e 118,89m, com média de 144,6m. A declividade varia entre 50,12% e 28,56%, com valor médio de 33,69%. A altitude varie entre 1262,31m e 640,86m. Ocupa área de 129,55km², o que corresponde a 14,44% da área da subunidade.

FIGURA 58 - PADRÃO DE FORMA DE RELEVO MORROS DECLIVOSOS (126MD2) NA SUBUNIDADE MORFOESCULTURAL “PLANALTO DISSECADO DE TUNAS DO PARANÁ”



FONTE: O autor

Quando se desenvolve sobre a Formação Capiçu, este relevo apresenta topos alongados nas direções NE-SW ou NW-SE. No primeiro caso, se referem aos principais núcleos quartzíticos, que são mais resistentes do que as rochas do entorno (BIGARELLA; SALAMUNI, 1958; CAMPANHA, 1991; ROSA FILHO; GUARDA, 2008), e que se destacam altimetricamente dos demais núcleos de mesma litologia. Desta maneira, estes núcleos quartzíticos formam um relevo mais declivoso, diferenciando-se assim dos demais morros do entorno. No segundo caso, se referem a áreas de filitos cortadas por alta densidade de diques de diabásio, que se constituem neste contexto como os vales (ROSA FILHO; GUARDA, 2008). Estes vales apresentam forte entalhamento, resultando assim no aspecto mais declivoso da área.

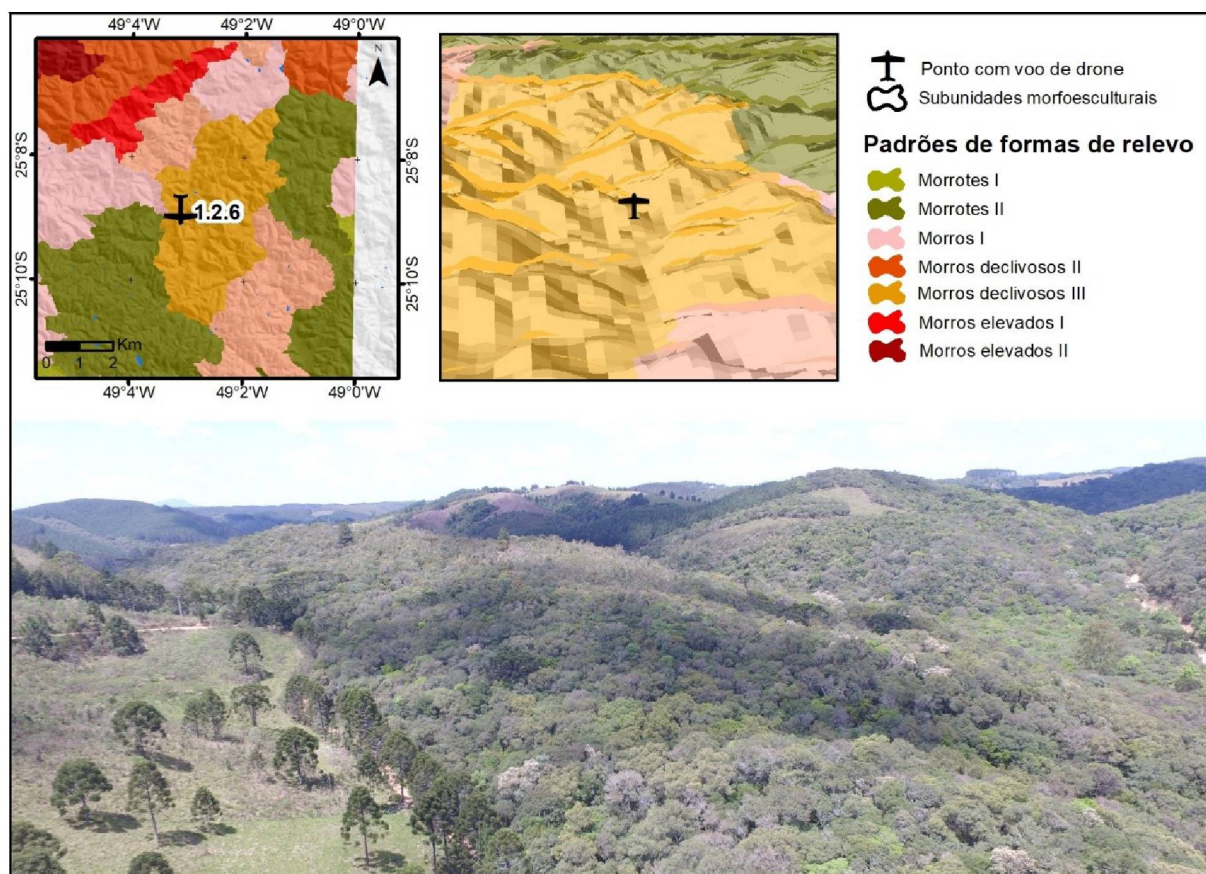
Na Formação Perau, pertencente ao Grupo Setuva, a maior resistência das rochas que o compõe (sericita-quartzito, e em menor evidencia quartzitos e filitos) em relação à Formação Capiru e parte do Complexo Gnáissico-Migmatítico, resultam, devido à erosão diferencial, em um relevo de alta dissecação como o padrão 126MT2. Os topos em geral mostram pequenas cristas alongadas na direção NW-SE, fruto da presença de diques de diabásio que constituem os vales (BIGARELLA, SALAMUNI, 1958).

Estes morros declivosos, quando embasados pelos gnaisses ocelares intedigados por migmatitos estromáticos que compõem o Complexo Gnáissico-Migmatítico, apresentam topos menos alongados, devido a menor presença de diques de diabásio que formam os vales. Possui morfografia menos dissecada se comparado aos demais relevos formados sobre este embasamento, pois se situa mais abaixo altimetricamente no contexto de sua sub-bacia e pela não presença de nenhuma grande drenagem próxima, elevando o seu nível de base e reduzindo o potencial erosivo na área.

Na Formação Votuverava, o controle litológico diferencia este padrão do relevo adjacente, formado sobre a Formação Capiru ao sul, os quartzitos da Formação Perau e os metabasitos ao norte. A presença dos diques de diabásio forma vales orientados na direção NW-SE nesta unidade geológica (BIGARELLA; SALAMUNI, 1958). Também cristas alongadas na direção N-S se desenvolveram na área.

O padrão de formas de relevo morros declivosos com fortes rupturas de relevo (126MD3) (FIGURA 59) se caracteriza pelos topos arredondados, vertentes convexas e com comprimentos entre 150m e 400m, e pela alta rugosidade do relevo, devido à alta densidade de drenagens na área. Considerando um raio de vizinhança de 400m, a amplitude altimétrica varia entre 131,44m e 117,92m, com média de 123,29m. A declividade varia entre 33,3% e 31,36%, com valor médio de 31,73%. A altitude varie entre 1131,16m e 837,39m. Ocupa área de 15,51km², o que corresponde a 1,73% da área da subunidade.

FIGURA 59 - PADRÃO DE FORMA DE RELEVO MORROS DECLIVOSOS COM FORTES QUEBRAS DE RELEVO (126MD3) NA SUBUNIDADE MORFOESCULTURAL “PLANALTO DISSECADO DE TUNAS DO PARANÁ”



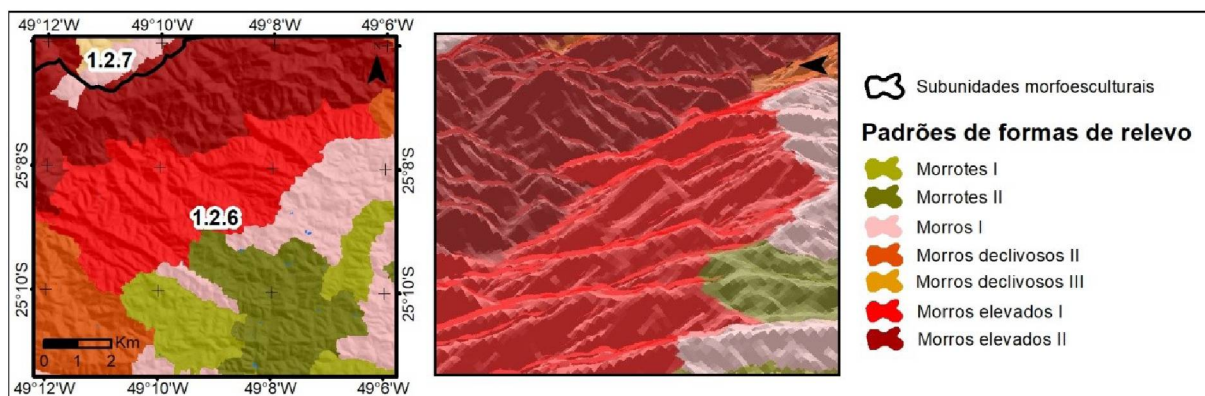
FONTE: O autor (2020)

Este relevo se situa sobre as rochas da Formação Capiru. Em seu entorno, a unidade geológica predominante é o Complexo Gnáissico-Migmatítico, que nesta área forma um relevo menos dissecado. O estabelecimento de um relevo mais complexo nesta pode estar associado à erosão remontante da drenagem que corta parcialmente a área. A presença de falhas orientadas na direção NE-SW, que fazem parte do Sistema de Transcorrência da Lancinha (FIORI, 1992), condicionam o desenvolvimento das principais drenagens, favorecendo o processo de dissecação deste relevo.

Situado sobre os gnaisses ocelares intedigitados por migmatitos estromáticos do Complexo Gnáissico-Migmatítico, o padrão de formas de relevo morros elevados alongados (126ME1) (FIGURA 60) apresenta topos alongados em cristas na direção NW-SE, com vertentes em geral longas, entre 600m e 850m, intercalados por algumas vertentes mais curtas com até 450m. Considerando um raio de vizinhança de 600m, a amplitude altimétrica varia entre 219,51m e 218,72m,

com média de 218,84m. A declividade varia entre 37,17% e 34,5%, com valor médio de 35,25%. A altitude varie entre 1.236,81m e 694,49m. Ocupa área de 30,09km², o que corresponde a 3,35% da área da subunidade.

FIGURA 60 - PADRÃO DE FORMA DE RELEVO MORROS ELEVADOS ALONGADOS (126ME1) NA SUBUNIDADE MORFOESCULTURAL “PLANALTO DISSECADO DE TUNAS DO PARANÁ”

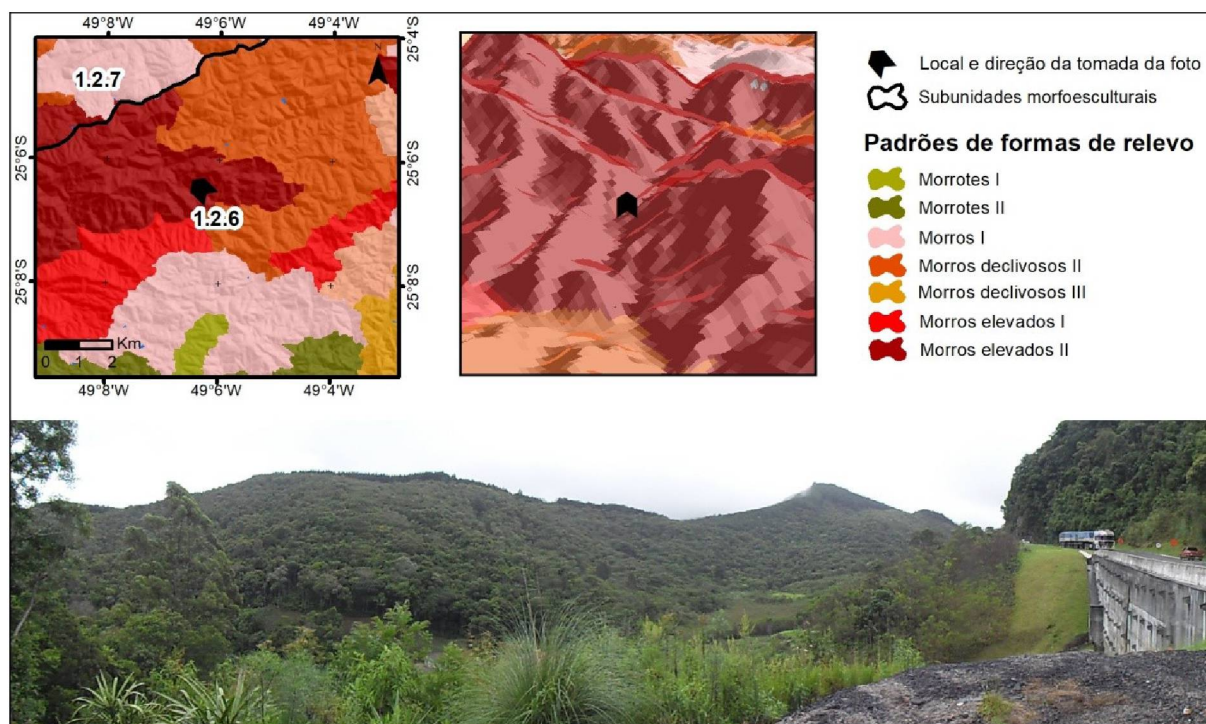


FONTE: O autor (2020)

A orientação das cristas na área é fruto da presença de diques de diabásio que condicionam os vales. O aprofundamento dos vales, que resulta na alta amplitude altimétrica e na alta declividade, é resultado da erosão remontante da principal drenagem da área.

O último padrão de formas de relevo identificado no Planalto Dissecado de Tunas do Paraná foram os morros fortemente elevados e alongados (126ME2) (FIGURA 61). Ele se caracteriza pelos topos alongados em cristas na direção NE-SW, cortados por profundos vales orientados na direção NW-SE e vertentes longas em sua maioria entre 800m e 1.000m. Considerando um raio de vizinhança de 600m, a amplitude altimétrica varia entre 336,62m e 218,14m, com média de 268,45m. A declividade varia entre 44,26% e 31,67%, com valor médio de 40,01%. A altitude varia entre 1.451,2m e 643,84m. Ocupa área de 68,26km², o que corresponde a 7,61% da área da subunidade.

FIGURA 61 - PADRÃO DE FORMA DE RELEVO MORROS FORTEMENTE ELEVADOS E ALONGADOS (126ME2) NA SUBUNIDADE MORFOESCULTURAL “PLANALTO DISSECADO DE TUNAS DO PARANÁ”



FONTE: O autor (2020)

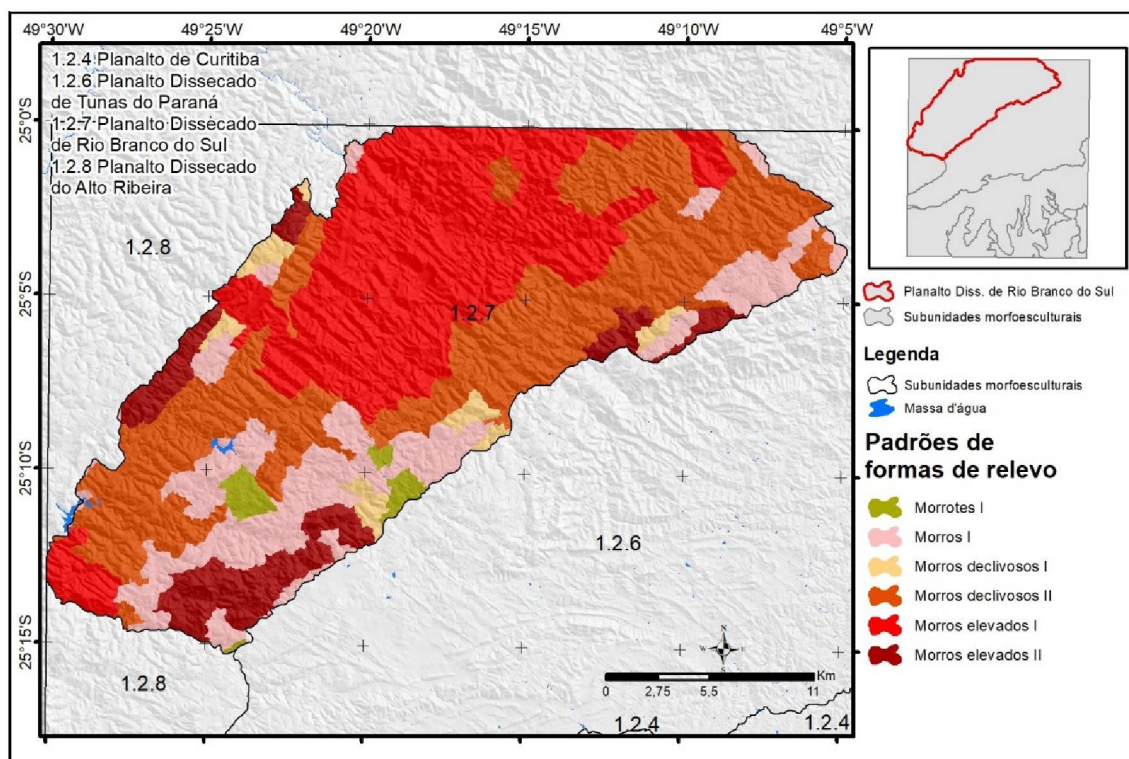
As cristas orientadas na direção NE-SW são sustentadas pelas resistentes rochas quartzíticas da Formação Perau. Devido à erosão diferencial, estas áreas se destacam altimetricamente no relevo da área. No entorno, as vertentes são sustentadas por rochas menos resistentes do que o quartzito e que também compõe a mesma formação geológica, como a biotita-sericita xistos, clorita-sericita xisto, entre outras (MINEROPAR, 2001). A orientação NW-SE dos vales é devido à presença de diques de diabásio, que por serem menos resistentes que as demais rochas da Formação Perau formam as áreas mais erodidas (BIGARELLA, SALAMUNI, 1958).

4.3.5 PLANALTO DISSECADO DE RIO BRANCO DO SUL

Na subunidade morfoescultural Planalto Dissecado de Rio Branco do Sul foram identificados e mapeados seis diferentes padrões de formas de relevo (FIGURA 62): morrotes alongados (127MT1), morros (127MO1), morros extremamente ondulados (127MD1), morros declivosos (127MD2), morros elevados

fortemente declivosos e alongados (127ME1) e morros elevados alongados (127ME2).

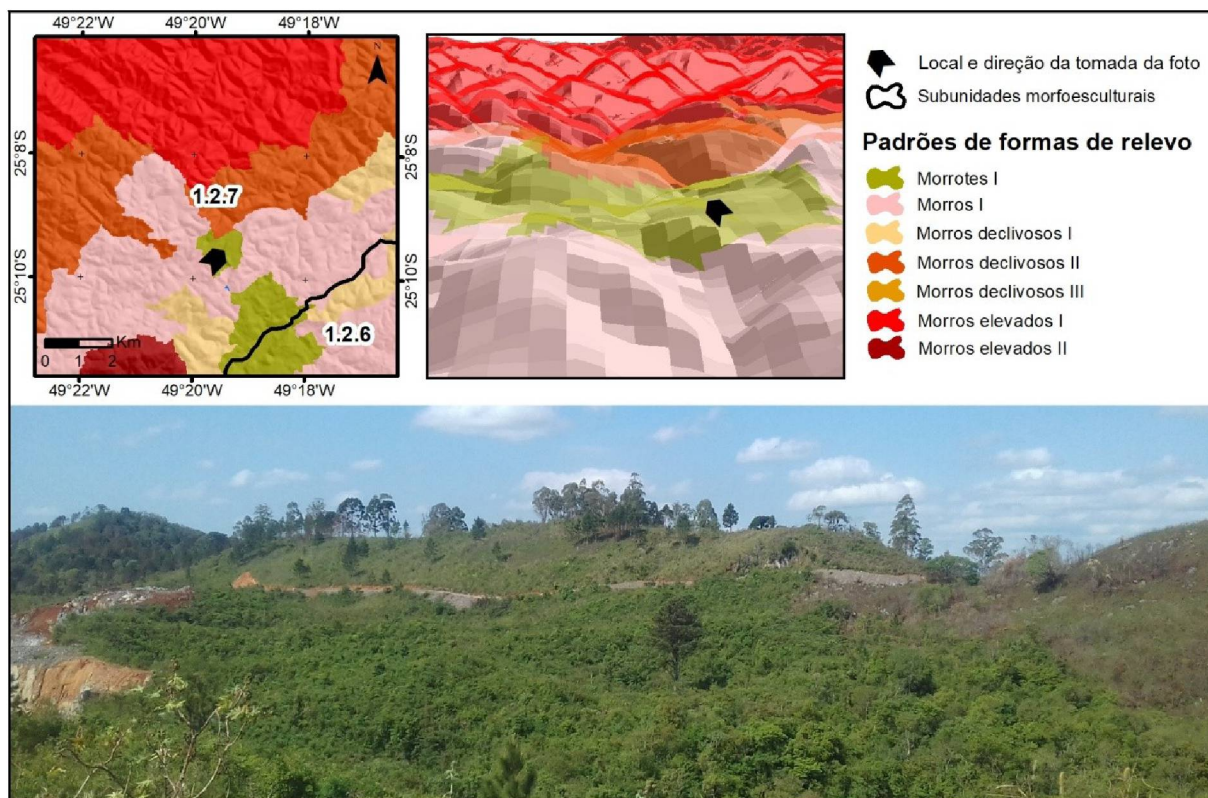
FIGURA 62 – PADRÕES DE FORMAS DE RELEVO NA SUBUNIDADE MORFOESCULTURAL “PLANALTO DISSECADO DE RIO BRANCO DO SUL”



FONTE: O autor (2020)

O padrão de formas de relevo morrotes alongados 127MT1 (FIGURA 63) é o segundo menos extenso no Planalto Dissecado de Rio Branco do Sul. Apresentam topos alongados na direção NW-SE e vertentes côncavas e curtas, com forte quebra na declividade entre o terço médio e o terço superior da vertente. Os topos são sustentados por diques de diabásio, que são mais resistentes do que as rochas carbonáticas (BIGARELLA; SALAMUNI et al., 1958) da Formação Votuverava que por sua vez sustentam as áreas inferiores e de baixa declividade. Quando ocorre não associado à presença de diques, apresenta topos arredondados e vertentes sem grandes quebras de declive. A amplitude altimétrica varia entre 76,98m e 67,07m, com média de 73,67m. A declividade varia entre 21,21% e 15,95%, com valor médio de 19,24%. A altitude varia entre 1042,91m e 817,36m. Ocupa área de 9,72km², o que corresponde a 1,67% da área da subunidade.

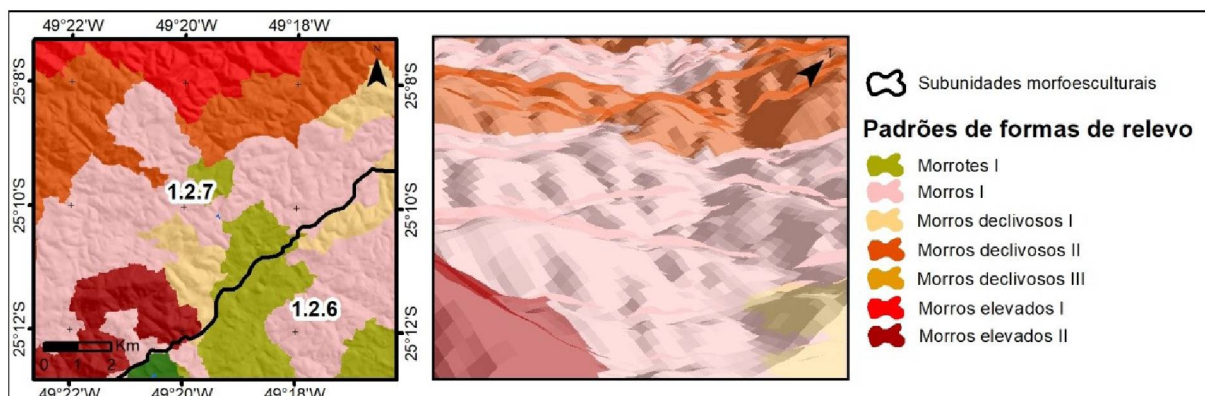
FIGURA 63 - PADRÃO DE FORMA DE RELEVO MORROTES ALONGADOS (127MT1) NA SUBUNIDADE MORFOESCULTURAL “PLANALTO DISSECADO DE RIO BRANCO DO SUL”



FONTE: O autor (2020)

O padrão de formas de relevo morros 127MO1 (FIGURA 64) ocorre em três principais distintos contextos geológicos: nos metassedimentos siltico-argilosos da Formação Votuverava, nas rochas carbonáticas da Formação Votuverava e nas rochas carbonáticas da Formação Capiru. Estes contextos condicionam a morfologia destes morros, fazendo com que apresentem tanto topos arredondados quanto alongados em cristas. Considerando um raio de vizinhança de 400m, a amplitude altimétrica varia entre 151,16m e 94,46m, com média de 116,85m. A declividade varia entre 31,15% e 18,65%, com valor médio de 25,52%. A altitude varia entre 1167,12m e 454,59m. Ocupa área de 97,86km², o que corresponde a 16.79% da área da subunidade.

FIGURA 64 - PADRÃO DE FORMA DE RELEVO MORROS (127MO1) NA SUBUNIDADE MORFOESCULTURAL “PLANALTO DISSECADO DE RIO BRANCO DO SUL”



FONTE: O autor (2020)

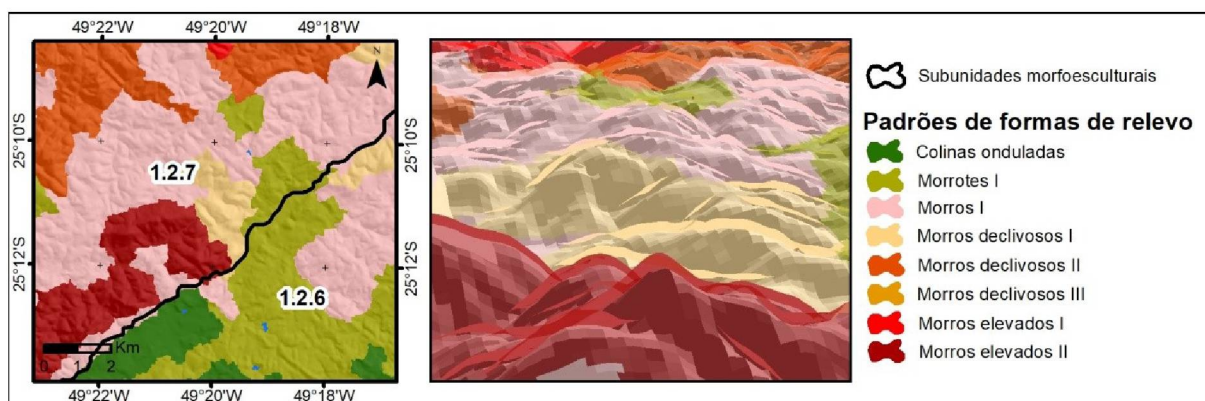
Os morros formados sobre o embasamento dos metassedimentos siltico-argilosos da Formação Votuverava apresentam topos arredondados, devido à menor influência de estruturas como os diques de diabásio e falhas de direção NW-SE. Aliás, este fato é o responsável pelo menor grau de dissecação deste relevo em relação aos demais relevos desenvolvidos sobre esta formação geológica no Planalto Dissecado de Rio Branco do Sul.

Quando desenvolvidos sobre rochas carbonáticas, resulta em topos alongados devido à ação de estruturas como diques de diabásio, que formam topos orientados na direção NW-SE, ou ao controle litológico imposto pelos quartzitos presentes na Formação Capiu, que formam topos orientados na direção NE-SW. Bigarella e Salamuni (1958) já mencionaram a maior resistência dos diques e dos quartzitos em relação às rochas carbonáticas. Ocupando uma área menos significativa neste padrão, os metabasitos condicionam o desenvolvimento deste relevo sob influência de falhas com direção NW-SE, no limite com as rochas da Formação Perau.

Também pouco significativo em termos de área nesta subunidade, o padrão de formas de relevo morros extremamente ondulados 127MD1 (FIGURA 65) desenvolveu-se predominantemente nas áreas de rochas carbonáticas da Formação Votuverava (mármore impuros, metacalcários calcíticos e metacalcários calcíticos rítmicos), da Formação Capiu (mármore dolomíticos e metadolomitos) e da Formação Perau (mármore calcíticos silicosos). Apresenta, em geral, topos arredondados, mas marcante influência de estruturas ligadas ao Arco de Ponta Grossa e ao Sistema de Transcorrência da Lancinha. As vertentes são convexas e

com comprimentos que variam desde 250m até 400m. Considerando um raio de vizinhança de 400m, a amplitude altimétrica varia entre 181,14m e 132,93m, com média de 147,67m. A média da declividade varia entre 32,99% e 30,32%, com valor médio de 32,77%. A altitude varia entre 1.030,75m e 615,72m. Ocupa área de 16,18km², o que corresponde a 2,78% da área da subunidade.

FIGURA 65 - PADRÃO DE FORMA DE RELEVO MORROS DECLIVOSOS EXTREMAMENTE ONDULADOS (127MD1) NA SUBUNIDADE MORFOESCULTURAL “PLANALTO DISSECADO DE RIO BRANCO DO SUL”



FONTE: O autor (2020)

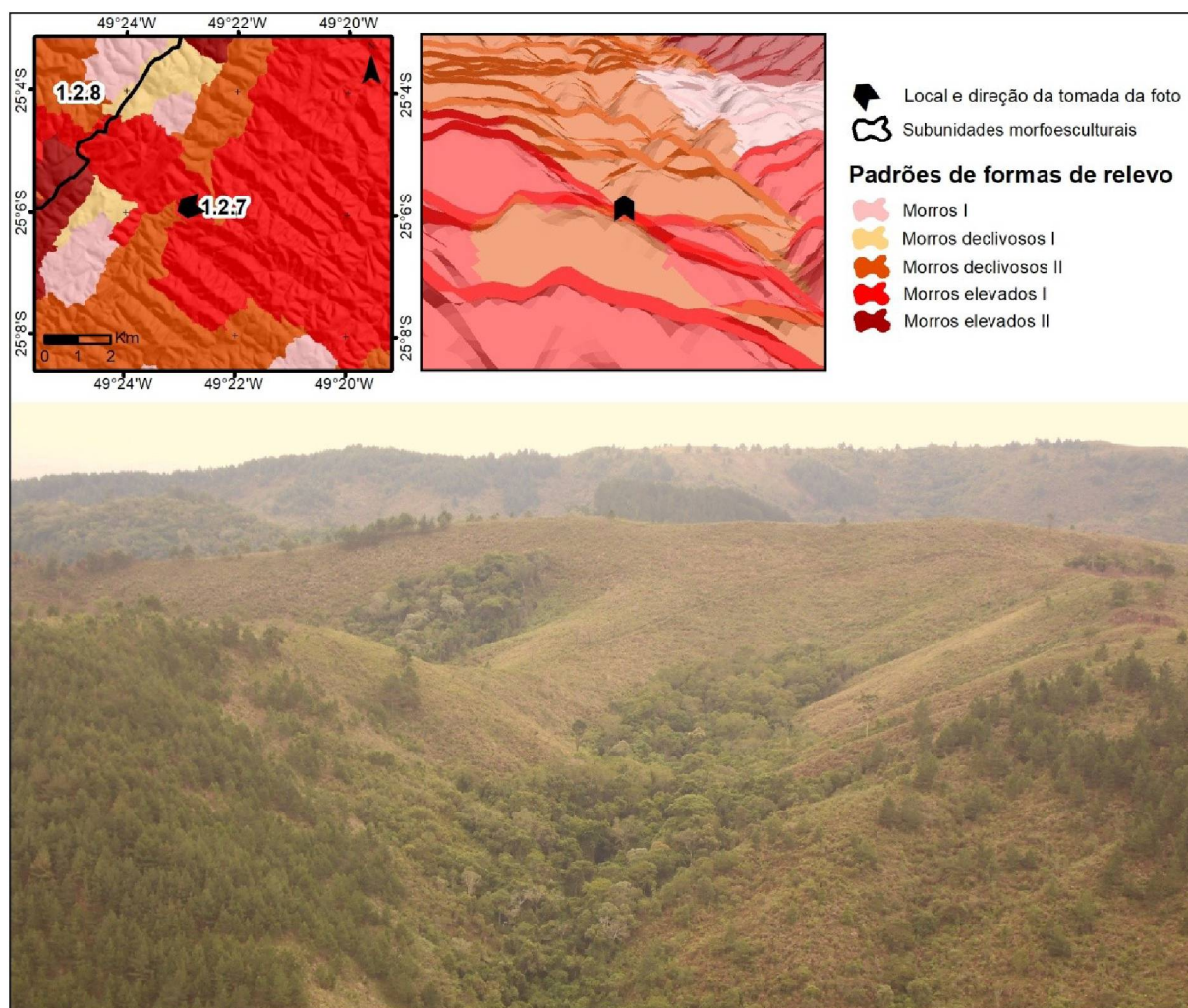
As porções deste padrão de formas de relevo que ocorre próximo ao limite com o Planalto Dissecado de Tunas do Paraná, sobre os embasamentos das três formações geológicas citadas acima, apresentam forte estruturação com orientação NW-SE devido aos diques de diabásio. A menor resistência das rochas carbonáticas, associado ao forte condicionamento dos diques de diabásio e de falhas, condicionam a formação deste relevo distinto dos relevos adjacentes.

Em outra área, mais especificamente nos metacalcários calcíticos rítmicos da Formação Votuverava, no limite com o Planalto Dissecado do Alto Ribeira, duas faixas de rochas carbonáticas estão comprimidas entre duas falhas de direção NE-SW associadas ao Sistema de Transcorrência da Lancinha (FIORI, 1992), fazendo assim com que o relevo ali gerado apresente topos alongados em cristas nesta mesma orientação. Entre estas duas faixas, uma faixa também orientada de quartzitos sustenta as cristas, formando um relevo classificado como o padrão 127ME2. Entretanto, em uma porção da área onde a faixa de quartzito é menos larga, as drenagens instaladas nos diques de diabásio e nas falhas não dissecou tão

intensamente o relevo, resultando em uma morfografia compatível ao padrão 127MD1 nesta área.

O padrão de formas de relevo morros declivosos alongados 127MD2 (FIGURA 66) se desenvolve sobre os metassedimentos silticos-argilosos da Formação Votuverava e sobre a Formação Perau. Este relevo apresenta topos alongados em cristas, predominantemente na direção NW-SE, e com menor frequência na direção NE-SW. As vertentes são côncavas e com comprimentos que variam entre 250m e 500m, e os vales são bem entalhados. Considerando um raio de vizinhança de 400m, a amplitude altimétrica varia entre 186,95m e 120,31m, com média de 151,91 m. A declividade varia entre 45,25% e 28,56%, com valor médio de 36,46%. A altitude varia entre 1.182,67m e 458,82m. Ocupa área de 210,60km², o que corresponde a 36,13% da área da subunidade.

FIGURA 66 - PADRÃO DE FORMA DE RELEVO MORROS DECLIVOSOS (127MD2) NA SUBUNIDADE MORFOESCULTURAL “PLANALTO DISSECADO DE RIO BRANCO DO SUL”



FONTE: O autor (2020)

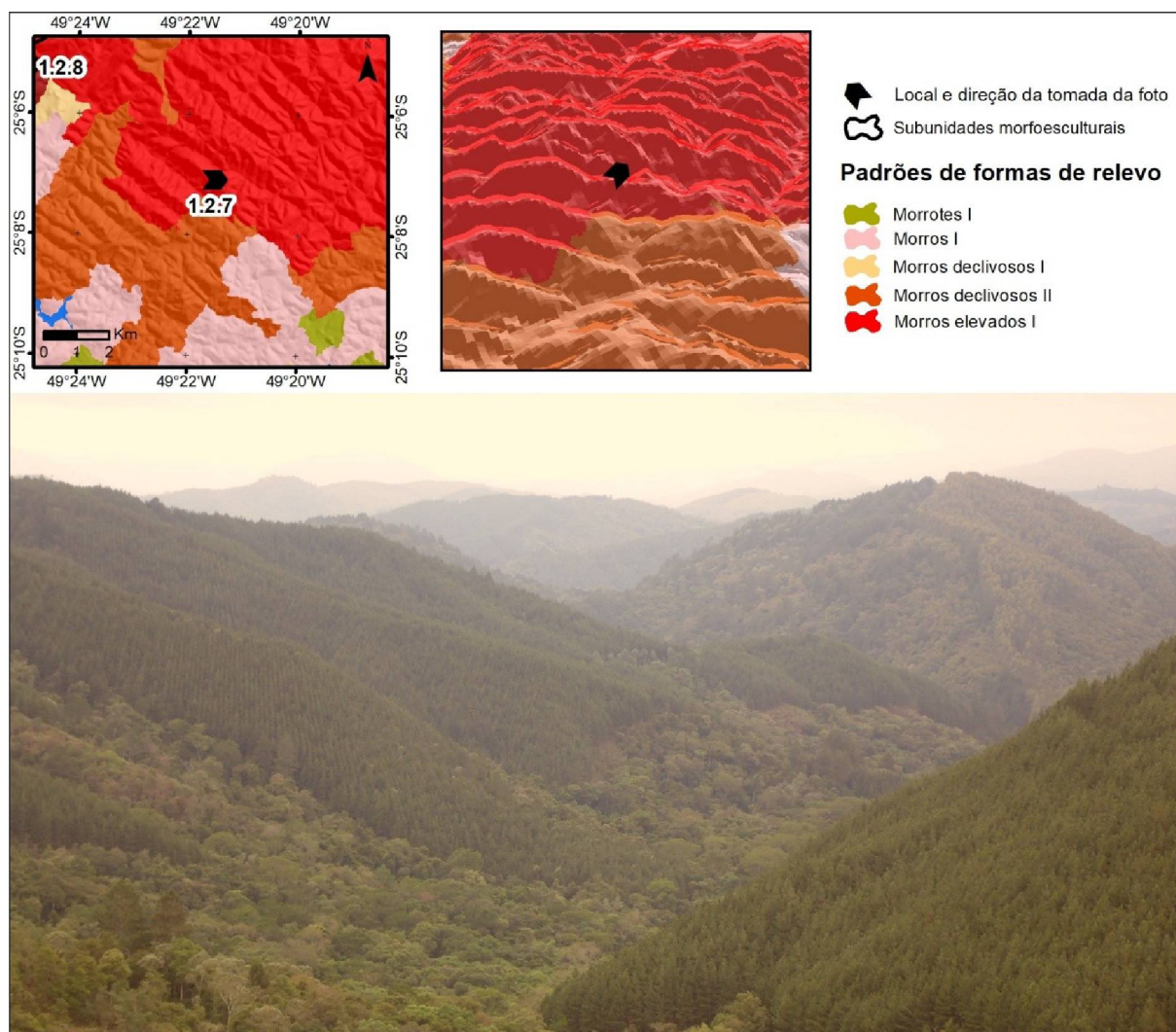
Nas áreas onde este relevo se desenvolveu sobre as Formações Votuverava e Perau, a orientação preferencial das cristas é na direção NW-SE, com diques de diabásio formando os vales, devido ação da erosão diferencial (BIGARELLA; SALAMUNI, 1958). Na área específica da Formação Votuverava, estes morros declivosos apresentam morfologia semelhante ao padrão 127ME1, entretanto este último, devido à proximidade com a principal drenagem da área, sofreu mais intensamente com o processo de erosão remontante, logo assim desenvolveu uma amplitude altimétrica mais elevada.

Próximo ao limite com o Planalto Dissecado do Alto Ribeira, a presença marcante de falhas de direção NE-SW, associadas ao Sistema de Transcorrência da Lancinha (FIORI, 1992), condicionou o encaixe de parte das drenagens da área,

permitindo a formação de topos não muito alongados de mesma orientação, seccionados por vales formados sobre os diques de diabásio de direção NW-SE.

Desenvolvido em um contexto geológico que guarda semelhanças com o padrão anterior, o padrão de formas de relevo morros elevados fortemente declivosos e alongados (127ME1) (FIGURA 67) se situa sobre o embasamento da Formação Votuverava e do Suite Sienogranito (Granito Piedade). Este relevo apresenta topos alongados em cristas, com orientação predominante na direção NW-SE. As vertentes são retilíneas e seus comprimentos variam entre 200m e 600m, e os vales são em “V”, muito entalhados. Considerando um raio de vizinhança de 600m, a amplitude altimétrica varia entre 263,93m e 205,26m, com média de 239,49 m. A declividade varia entre 45,49% e 36,69%, com valor médio de 42,53%. A altitude varia entre 1157,9m e 466,89m. Ocupa área de 197,86km², o que corresponde a 33,95% da área da subunidade.

FIGURA 67 - PADRÃO DE FORMA DE RELEVO MORROS ELEVADOS FORTEMENTE DECLIVOSOS E ALONGADOS (127ME1) NA SUBUNIDADE MORFOESCULTURAL “PLANALTO DISSECADO DE RIO BRANCO DO SUL”



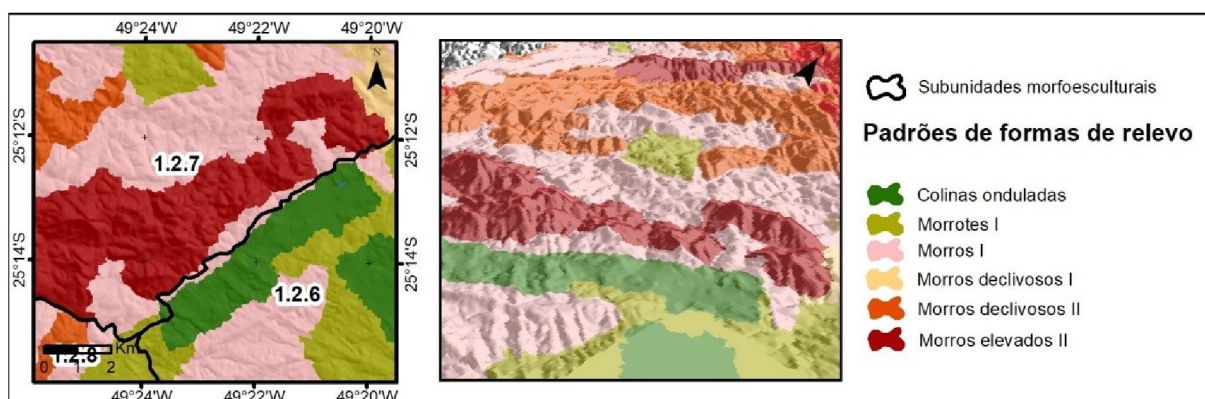
FONTE: O autor (2020). Fotografia: Ricardo Michael Pinheiro Silveira (2016)

A orientação preferencial das cristas alongadas na direção NW-SE se deve aos diques de diabásio, que por erosão diferencial formam os vales na área da Formação Votuverava (BIGARELLA; SALAMUNI, 1958). Entretanto, este cenário já é observado no padrão 127MD2. O que o diferencia deste, é a maior amplitude altimétrica das formas de relevo que o compõe, devido a ação do processo de erosão remontante das principais drenagens da sub-bacia local. Entretanto, algumas áreas próximas dos divisores de água desta sub-bacia são sustentadas pelo Granito Piedade, mais resistente que do que as rochas do entorno, ou apresentam uma maior densidade de diques de diabásio, possibilitando assim maior dissecação do relevo. Por sua vez, em áreas próximas ao limite com o Planalto Dissecado do Alto Ribeira, as cristas assumem uma orientação na direção NE-SW, devido às falhas

associadas ao Sistema de Transcorrência da Lancinha (FIORI, 1992), onde as drenagens se instalaram.

O padrão de formas de relevo morros elevados alongados (127ME2) (FIGURA 68) é caracterizado por topos alongados em cristas com direção NE-SW e vertentes com comprimentos entre 500m e 100m. Considerando um raio de vizinhança de 600m, a amplitude altimétrica varia entre 269,12 e 208,14m, com média de 244,88m. A declividade varia entre 40,74% e 33,53%, com valor médio de 37,69%. A altitude varia entre 1.259,07m e 602,75m. Ocupa área de 50,40km², o que corresponde a 8,65% da área da subunidade.

FIGURA 68 - PADRÃO DE FORMA DE RELEVO MORROS ELEVADOS ALONGADOS (127ME2) NA SUBUNIDADE MORFOESCULTURAL “PLANALTO DISSECADO DE RIO BRANCO DO SUL”



FONTE: O autor (2020)

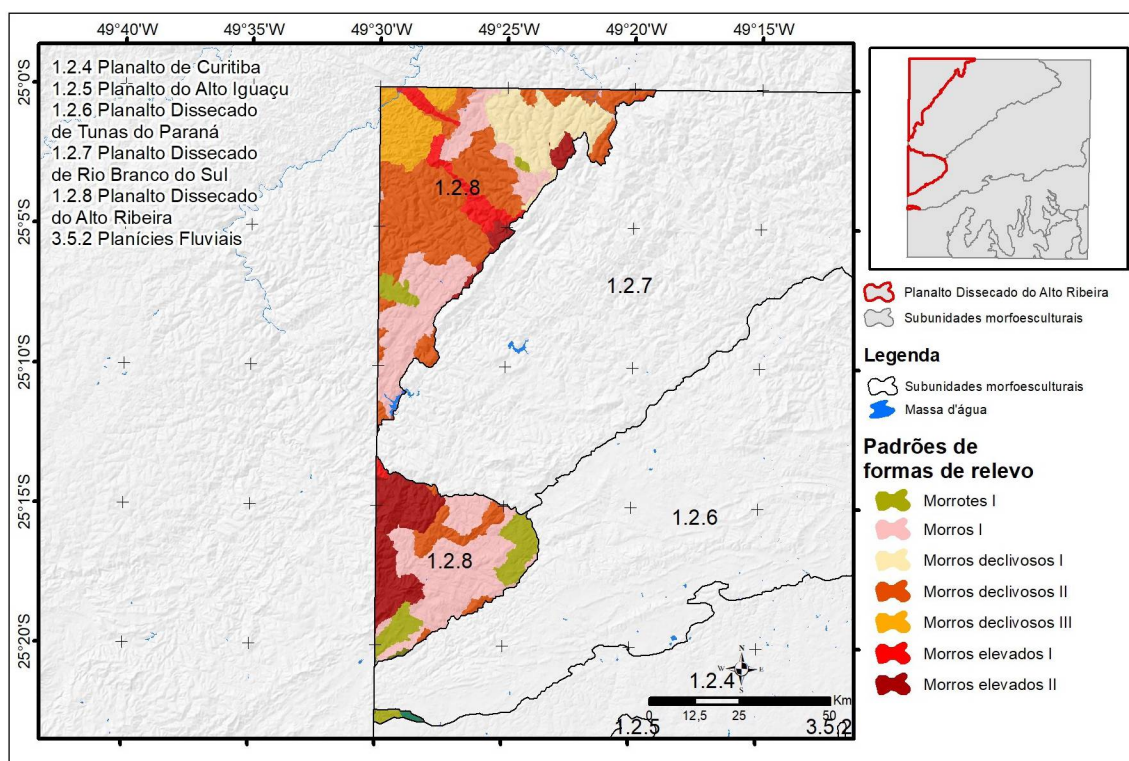
Este relevo é sustentado por quartzitos da Formação Perau e da Formação Votuverava, que por erosão diferencial se mantiveram mais elevados do que o entorno. O controle por parte de falhas com direção NE-SW, associadas ao Sistema de Transcorrência da Lancinha (FIORI, 1992), contribui para o alongamento e orientação das cristas, principalmente na área dos quartzitos da Formação Votuverava, onde este padrão apresenta uma continuidade de mais de 8km, sendo apenas interrompida por áreas onde vales formados por diques de diabásio sofreram processo de denudação suficiente para erodir as cristas e diminuir a amplitude altimétrica local. Aliás, são marcantes os pequenos vales com orientação NW-SE que se formam nas principais vertentes desta área, devido menor resistência, já citada por Bigarella e Salamuni (1958), dos diques de diabásio em relação aos quartzitos. Já nos quartzitos da Formação Perau, a orientação NW-SE dos vales é

devido à presença de falhas de mesma orientação, associadas ao Sistema de Transcorrência da Lancinha (FIORI, 1992).

4.3.6 PLANALTO DISSECADO DO ALTO RIBEIRA

A subunidade morfoescultural Planalto Dissecado do Alto Ribeira (FIGURA 69) apresenta em sua área inserida no recorte de estudo sete padrões de formas de relevo: morrotes alongados (128MT1), morros (128MO1), morros extremamente ondulados e alongados (128MD1), morros declivosos alongados (128MD2), morros declivosos com forte quebras de relevo (128MD3), morros elevados fortemente declivosos e alongados (128ME1) e morros elevados alongados (128ME2).

FIGURA 69 - PADRÕES DE FORMAS DE RELEVO NA SUBUNIDADE MORFOESCULTURAL “PLANALTO DISSECADO DO ALTO RIBEIRA”

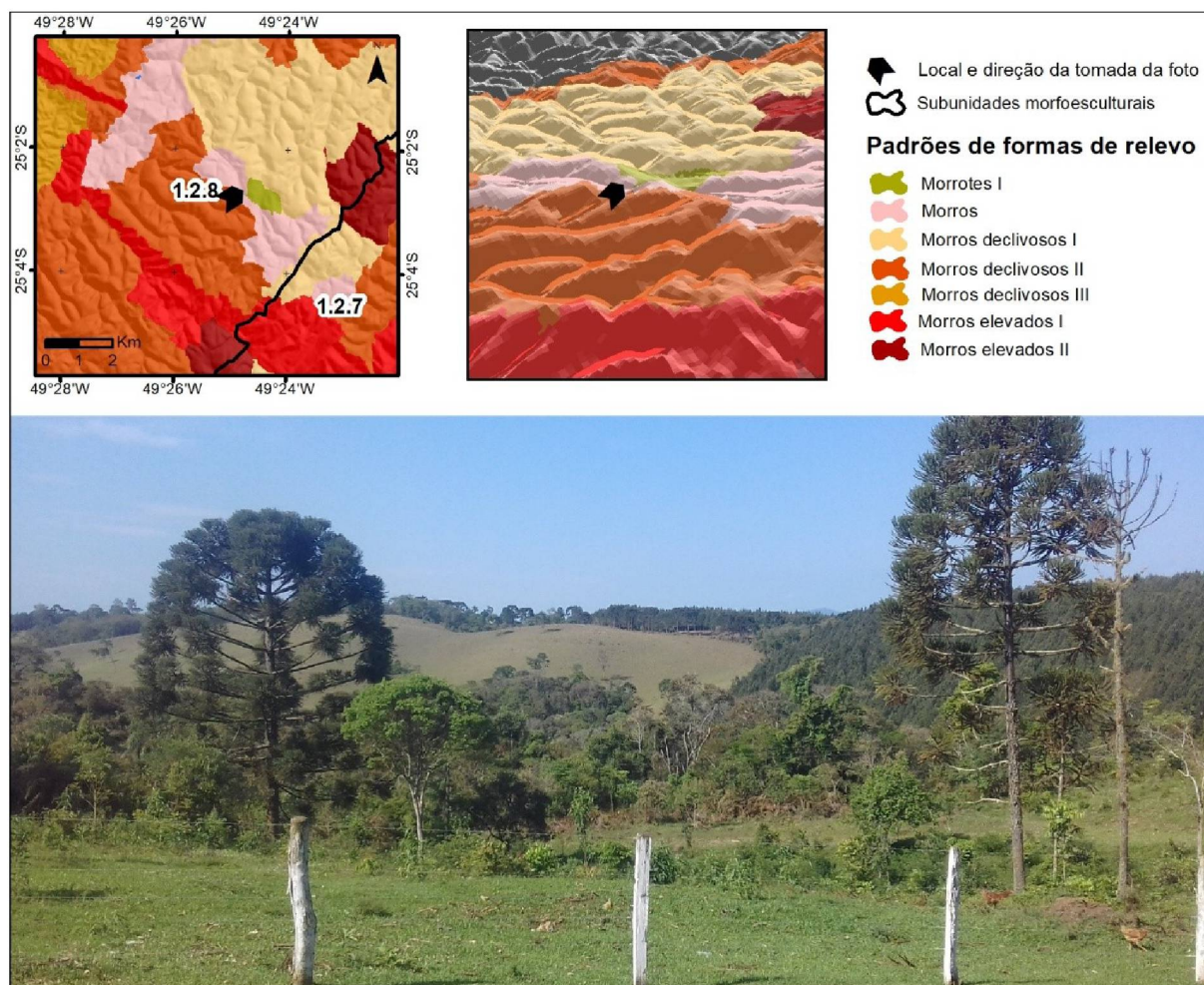


FONTE: O autor (2020)

O padrão de formas de relevo morrotes alongados (128MT1) (FIGURA 70) apresenta topos alongados e curtos, com orientação na direção NW-SE, e vertentes com comprimentos entre 250m e 350m. A amplitude altimétrica varia entre 90,23 e 59,03m, com média de 69,63m. A declividade varia entre 26,68% e 14,61%, com

valor médio de 17,43%. A altitude varia entre 1050,15m e 661,88m. Ocupa área de 18,35km², o que corresponde a 6,81% da área da subunidade.

FIGURA 70 - PADRÃO DE FORMA DE RELEVO MORROTES ALONGADOS (128MT1) NA SUBUNIDADE MORFOESCULTURAL “PLANALTO DISSECADO DO ALTO RIBEIRA”

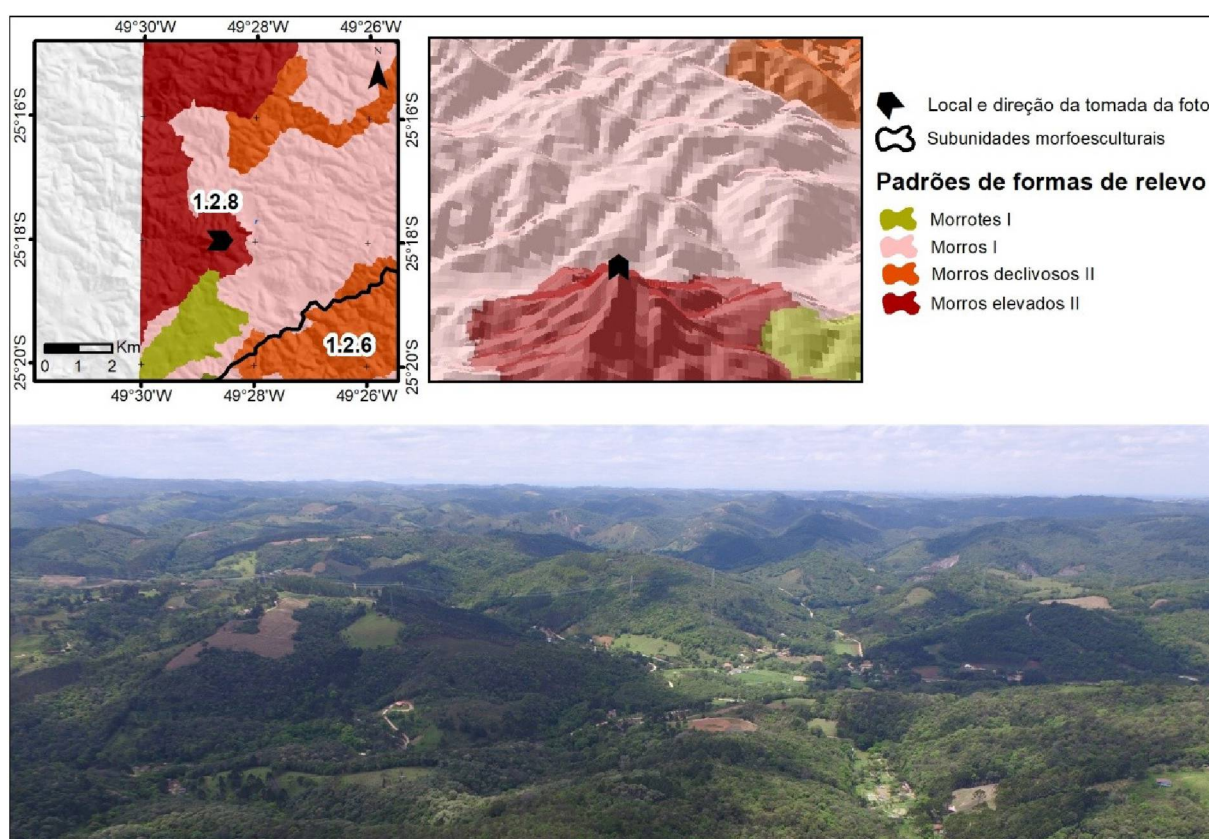


FONTE: O autor (2020)

Na porção sul da subunidade, próximo ao limite com o Planalto Dissecado de Tunas do Paraná, este relevo tem características semelhantes ao padrão de formas de relevo 126MT1, onde as cristas dos morrotes são sustentadas por diques de diabásio, e os fundos de vales são sustentados pelas rochas carbonáticas da Formação Capiçu. Na porção norte da subunidade, o padrão 128MT1 ocorre em dois pontos isolados, sendo o principal sobre a Formação Antinha. Esta porção se situa em um divisor de águas menos atingido pelo processo de erosão remontante, com um vale orientado na direção NW-SE devido à presença de um dique de diabásio.

O padrão de formas de relevo morros (128MO1) (FIGURA 71) apresenta tanto topos alongados em cristas quanto topos arredondados, variando conforme o contexto litológico e estrutural. As vertentes apresentam comprimento entre 200m e 400m, sendo em geral convexas. Considerando um raio de vizinhança de 300m, a amplitude altimétrica varia entre 140,97m e 99,06m, com média de 117,08m. A declividade varia entre 30,2% e 20,98%, com valor médio de 26,34%. A altitude varia entre 1.076,84m e 430,17m. Ocupa área de 82,07km², o que corresponde a 30,48% da área da subunidade.

FIGURA 71 - PADRÃO DE FORMA DE RELEVO MORROS (128MO1) NA SUBUNIDADE MORFOESCULTURAL “PLANALTO DISSECADO DO ALTO RIBEIRA”



FONTE: O autor (2020)

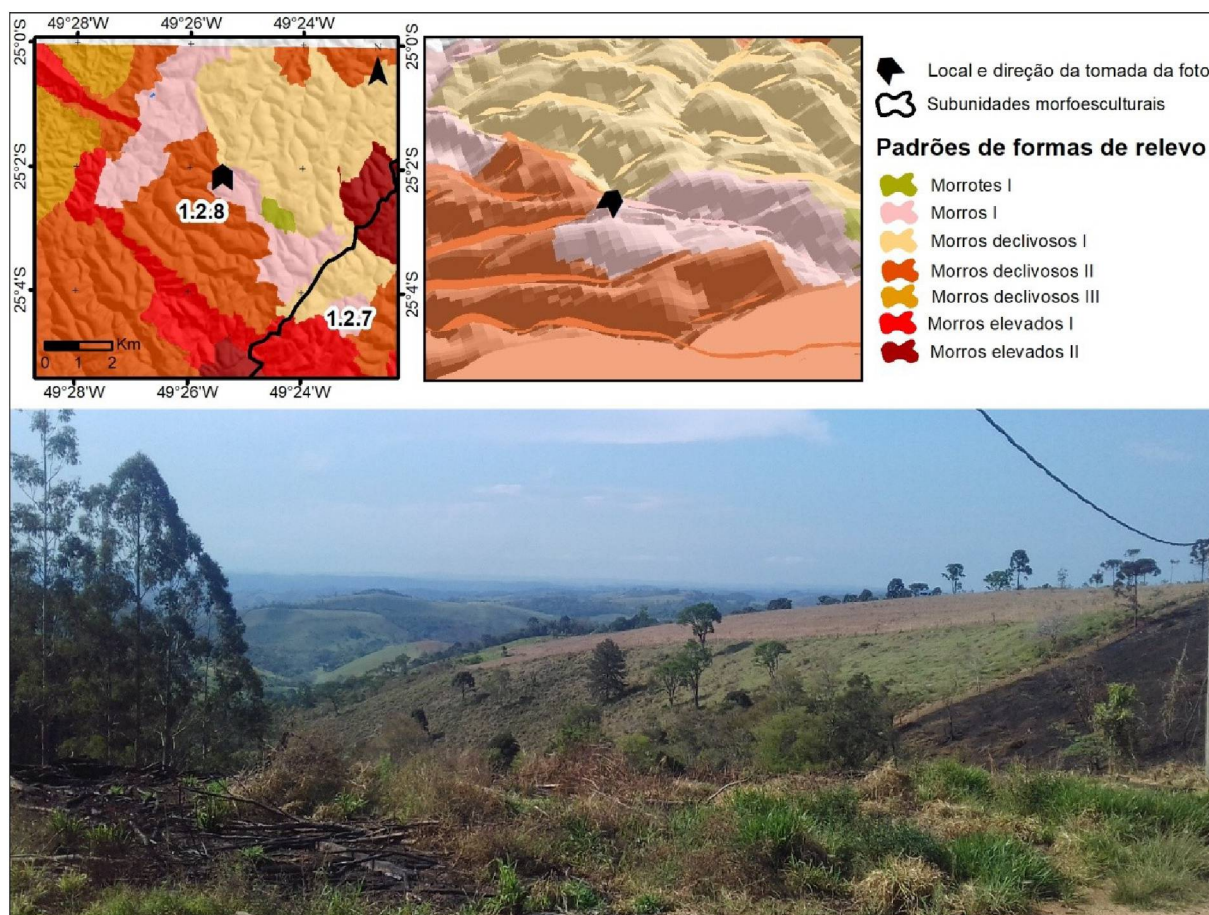
Próximo ao limite com o Planalto Dissecado de Tunas do Paraná, no sul da subunidade morfoescultural, estes morros se desenvolveram sobre as rochas carbonáticas da Formação Capiçu e da Formação Perau, bem como na porção norte, sobre as rochas carbonáticas da Formação Votuverava e da Formação Água Clara. Nestas áreas, um denso enxame de diques de diabásio cortam este embasamento carbonático, formando assim cristas orientadas na direção NW-SE.

Por sua vez, sobre o Complexo Metafórfico Indiferenciado e a Formação Antinha, os diques de diabásio passam a condicionam a formação dos vales. Além da influência dos diques de diabásio na composição de cristas e vales, as fraturas de direção NE-SW condicionam as drenagens próximo ao limite com o Planalto Dissecado de Rio Branco do Sul.

Dentre estes morros desenvolvidos sobre a Formação Capiu, é possível avistar alguns morrotes isolados. Entretanto, devido ao processo de generalização inerente a segmentação dos atributos topográficos, estes morrotes acabaram por serem incluídos no padrão adjacente, no caso específico o padrão 128MO1.

Situado tanto sobre as fácies carbonáticas quanto as fácies vulcano-sedimentar da Formação Água Clara, o padrão de formas de relevo morros extremamente ondulados e alongados (128MD1) (FIGURA 72) apresenta topos alongados na direção N-S, vertentes convexas com comprimento entre 250m e 400m, com vales abertos. Considerando um raio de vizinhança de 400m, a amplitude altimétrica varia entre 181,14m e 125,91m, com média de 132,66m. A declividade varia entre 33,05% e 29,91%, com valor médio de 31,87%. A altitude varia entre 884,88m e 443,27m. Ocupa área de 27,22km², o que corresponde a 10,11% da área da subunidade.

FIGURA 72 - PADRÃO DE FORMA DE RELEVO MORROS EXTREMAMENTE ONDULADOS E ALONGADOS (128MD1) NA SUBUNIDADE MORFOESCULTURAL “PLANALTO DISSECADO DO ALTO RIBEIRA”

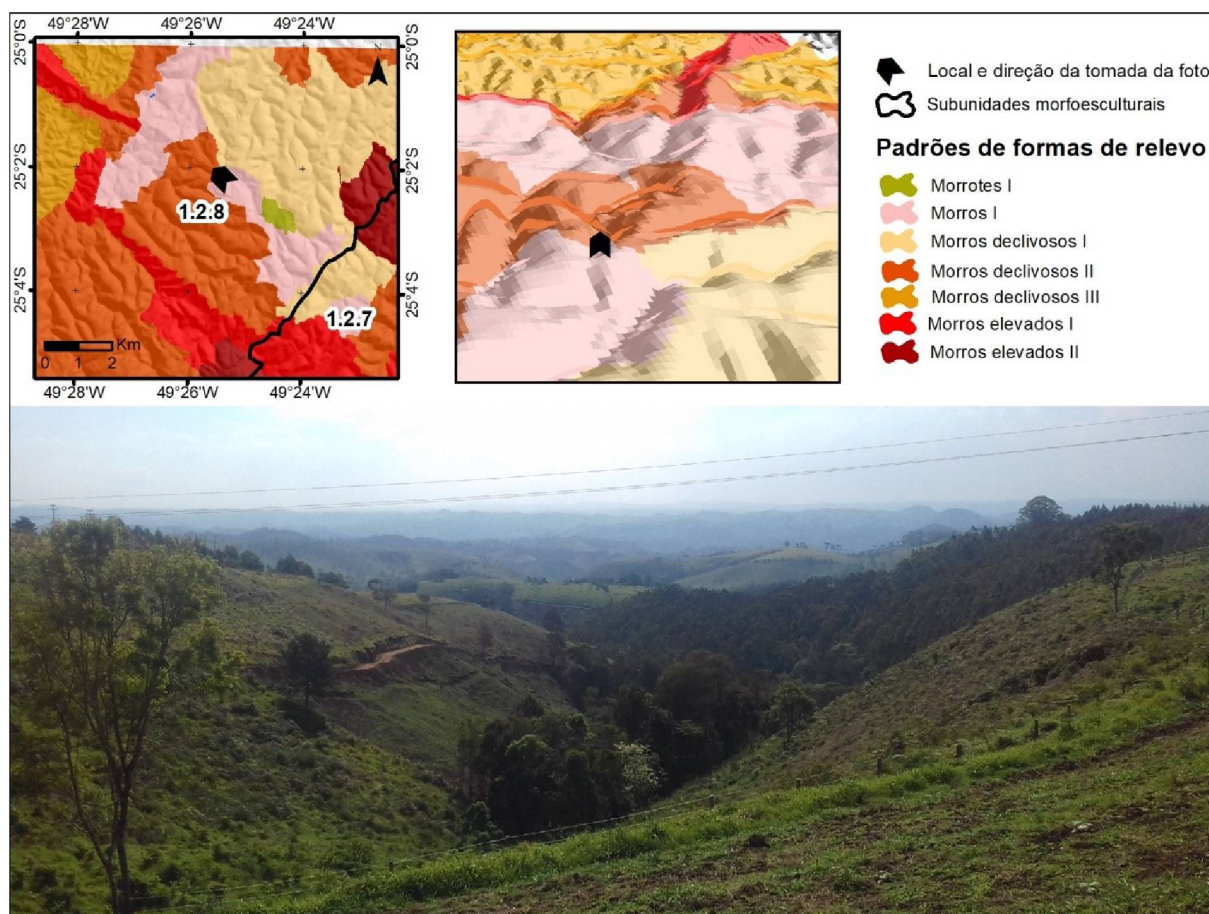


FONTE: O autor (2020)

O relevo do padrão 128MD1 é desenvolvido no mesmo contexto geológico do padrão 128MD2, e em uma faixa altimétrica semelhante. Entretanto, o gradiente altimétrico entre sua área e seu nível de base é menor, fazendo com que o relevo ali desenvolvido não dissecado tanto quanto no padrão 128MD2.

Por sua vez, o padrão de formas de relevo morros declivosos alongados (128MD2) (FIGURA 73) apresenta topos alongados em cristas com direção NW-SE (predominante) e NE-SW, vertentes convexas e com comprimentos variando entre 250m e 400m, com vales abertos. Considerando um raio de vizinhança de 400m, a amplitude altimétrica varia entre 190,97m e 119,2m, com média de 152,81m. A declividade varia entre 46,13% e 28,73%, com valor médio de 37,17%. A altitude varia entre 1.048,75m e 403,85m. Ocupa área de 81km², o que corresponde a 30,09% da área da subunidade.

FIGURA 73 - PADRÃO DE FORMA DE RELEVO MORROS DECLIVOSOS ALONGADOS (128MD2) NA SUBUNIDADE MORFOESCULTURAL “PLANALTO DISSECADO DO ALTO RIBEIRA”



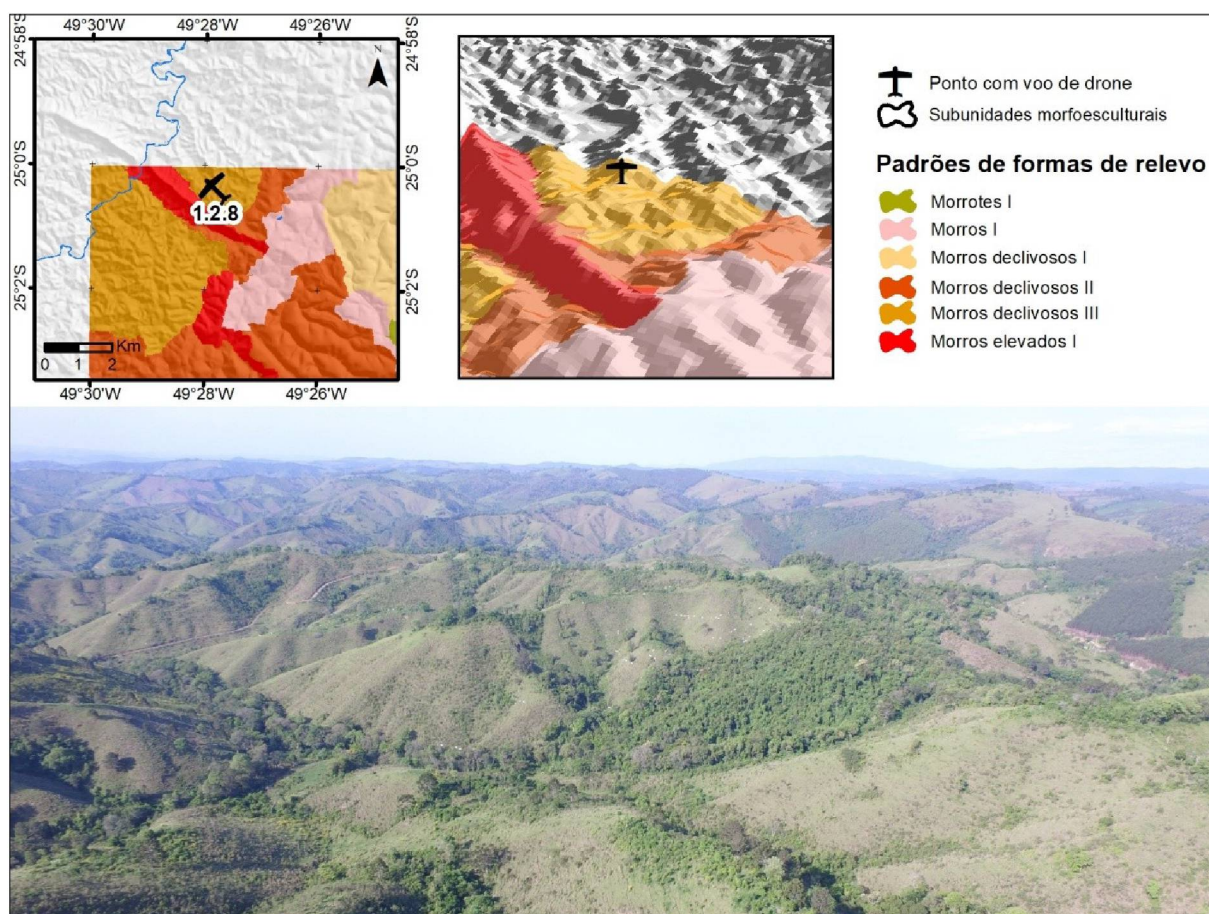
FONTE: O autor (2020)

Na porção norte da subunidade na área de estudo, este padrão de formas de relevo se desenvolve sobre o mesmo contexto geológico que o padrão 128MD1, como já citando anteriormente. Porém, a orientação preferencial é na direção NW-SE, sendo isto resultado da presença de diques de diabásio que formam os vales. Além disto, algumas cristas nas proximidades com o Planalto Dissecado de Rio Branco do Sul apresentam orientação na direção NE-SW devido as falhas neste sentido nas quais as drenagens se encaixam e formam os vales. Na porção sul da subunidade, as cristas desenvolvidas sobre o Complexo Metamórfico Indiferenciado também apresentam orientação na direção NE-SW devido a presença de falhas associadas ao Sistema de Transcorrência da Lancinha (FIORI, 1992).

Localizado no extremo noroeste da área de estudo, o padrão de formas de relevo morros declivosos com fortes quebras de relevo (128MD3) (FIGURA 74) apresenta topos alongados em cristas na direção NW-SE, vertentes retilíneas e côncavas com comprimento entre 100m e 300m, vales em “V”, e a forte presença de

quebras de declividade nas vertentes, que dão o aspecto altamente rugoso para este relevo. Este padrão coincide com o que Oka-Fiori e Canali (1997) mapearam como Padrão Granítico I – Três Córregos, que se caracterizam pelos vales profundos e fechados, e pela alta densidade de drenagens. Considerando um raio de vizinhança de 400m, a amplitude altimétrica varia entre 132,17m e 118,99m, com média de 122,76m. A declividade varia entre 33,88% e 32,33%, com valor médio de 33,82%. A altitude varia entre 627,49m e 380,76m. Ocupa área de 17,94km², o que corresponde a 6,66% da área da subunidade.

FIGURA 74 - PADRÃO DE FORMA DE RELEVO MORROS DECLIVOSOS COM FORTES QUEBRAS DE RELEVO (128MD3) NA SUBUNIDADE MORFOESCULTURAL “PLANALTO DISSECADO DO ALTO RIBEIRA”



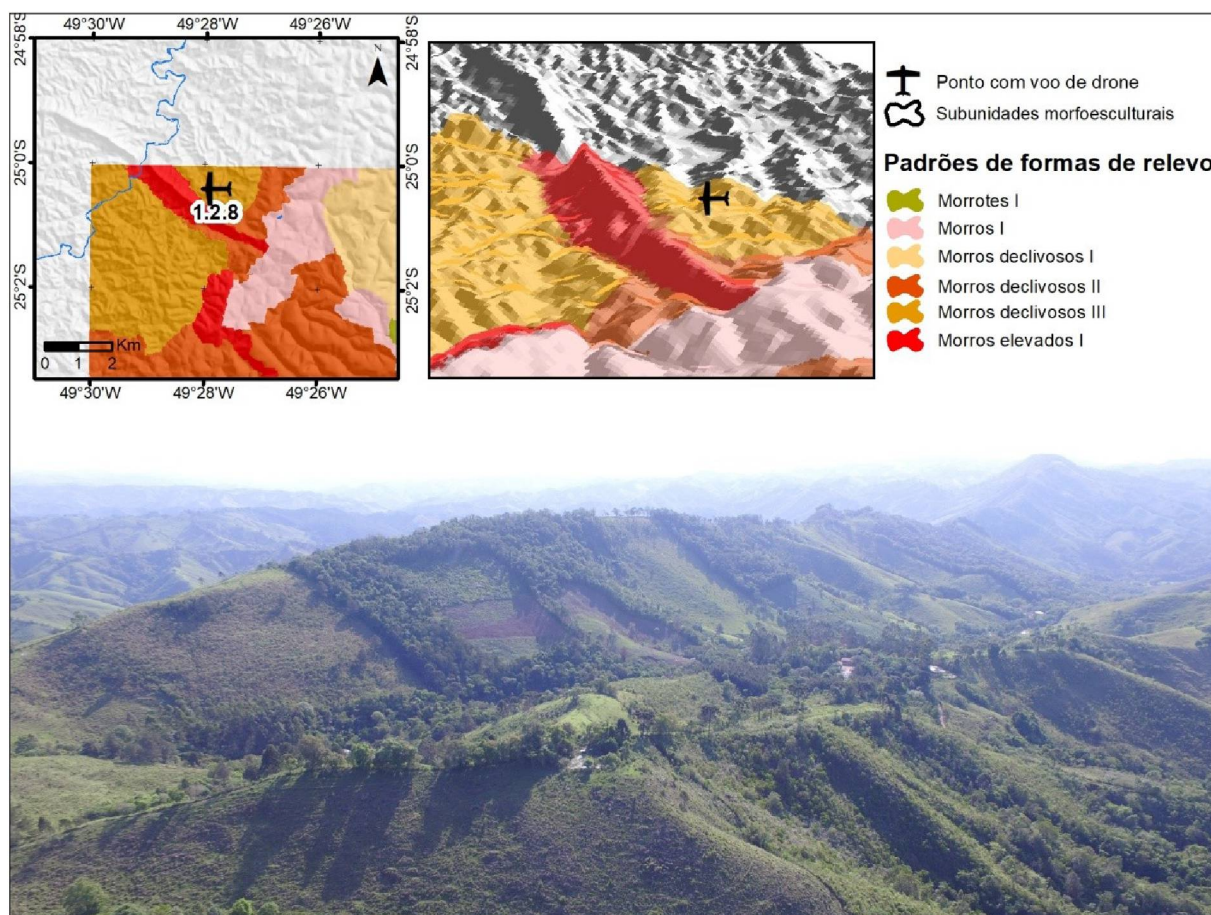
FONTE: O autor (2020)

O relevo em questão se desenvolveu sobre o suíte monzogranito do Granito Três Córregos. O controle litológico que esta unidade geológica impõe sobre este relevo é extremamente marcante, visto que o limite deste padrão com os demais é coincidente com o limite do granito com a Formação Água Clara. A orientação das

cristas na direção NW-SE se deve aos diques de diabásio que as sustentam devido a erosão diferencial. A alta densidade de drenagens na área proporciona as rupturas na declividade nas vertentes.

O padrão de formas de relevo morros elevados fortemente declivosos e alongados (128ME1) (FIGURA 75) tem por característica principal seu desenvolvimento predominante sobre diques de diabásio, dando aos topos forma alongada em cristas na direção NW-SE. As vertentes variam de retilíneas/côncavas à convexas, com comprimento entre 300m e 500m, e os vales em “V”. Considerando um raio de vizinhança de 600m, a amplitude altimétrica varia entre 260,54m e 220,78m, com média de 225,11m. A declividade varia entre 43,36% e 36,69%, com valor médio de 41,91%. A altitude varia entre 902,86m e 379,49m. Ocupa área de 11,61km², o que corresponde a 4,31% da área da subunidade.

FIGURA 75 - PADRÃO DE FORMA DE RELEVO MORROS ELEVADOS FORTEMENTE DECLIVOSOS E ALONGADOS (128ME1) NA SUBUNIDADE MORFOESCULTURAL “PLANALTO DISSECADO DO ALTO RIBEIRA”

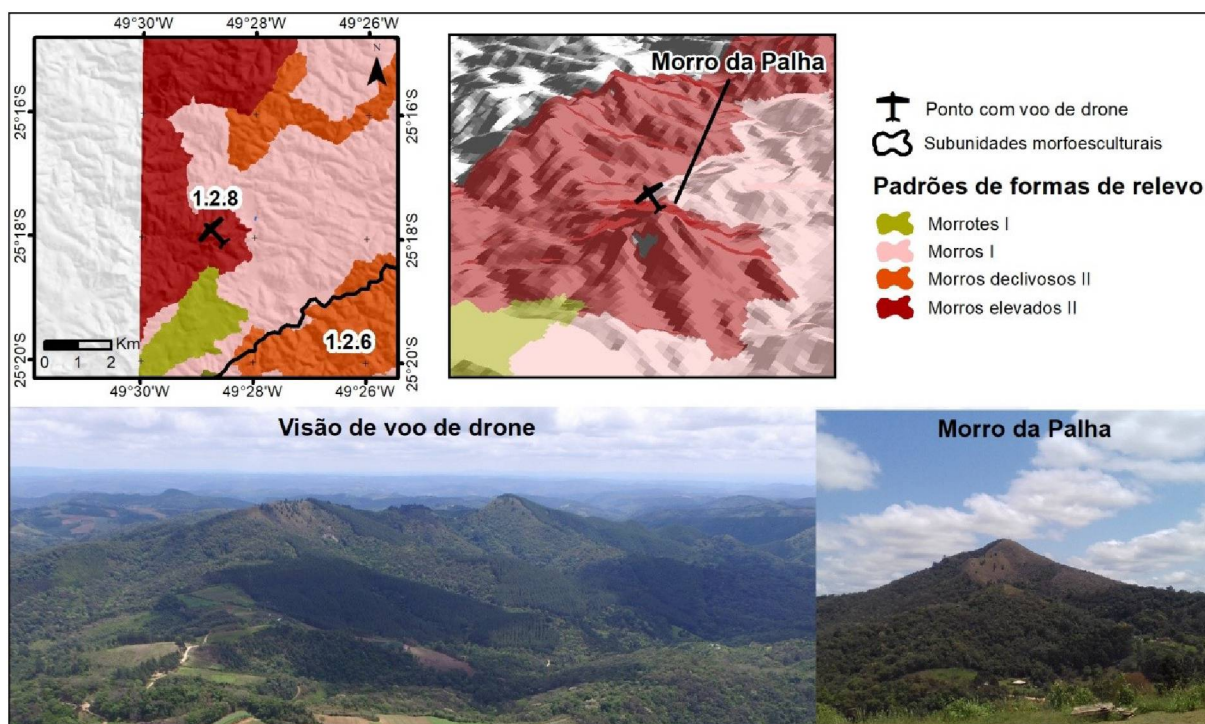


FONTE: O autor (2020)

Neste padrão de formas de relevo, os diques apresentam dois comportamentos distintos na paisagem, a depender do contexto litológico inserido. Sobre o embasamento das Formação Água Clara e Antinha constituem os vales, e sobre o embasamento do Granito Três Córregos constituem as cristas, ambos os casos devido ao processo de erosão diferencial. No primeiro caso, o que diferencia este relevo do entorno classificado como o padrão 128MD2 é a maior amplitude altimétrica, desenvolvida devido ao fato do rio encaixante (rio Curriola) ser a principal drenagem do local. Entretanto, entre os dois diques que formam o vale aprofundado e a crista alongada, no limite entre a Formação Água Clara e o Granito Três Córregos, uma forma de relevo apresenta orientação na direção NE-SW, muito provavelmente por influência de estruturas associadas ao Sistema de Transcorrência da Lancinha.

Por fim, o padrão de formas de relevo morros elevados alongados (128ME2) (FIGURA 76) apresenta topos alongados em cristas nas direções N-S e NE-SW. As vertentes têm forma côncava, com comprimentos que variam entre 600m e 1100m, e vales abertos. Considerando um raio de vizinhança de 600m, a amplitude altimétrica varia entre 241,57m e 205,33m, com média de 211,83m. A média da declividade varia entre 37,48% e 32,33%, com valor médio de 36,48%. A altitude varia entre 1086,98m e 580,26m. Ocupa área de 29,89km², o que corresponde a 11,1% da área da subunidade.

FIGURA 76 - PADRÃO DE FORMA DE RELEVO MORROS ELEVADOS ALONGADOS (128ME2) NA SUBUNIDADE MORFOESCULTURAL “PLANALTO DISSECADO DO ALTO RIBEIRA”



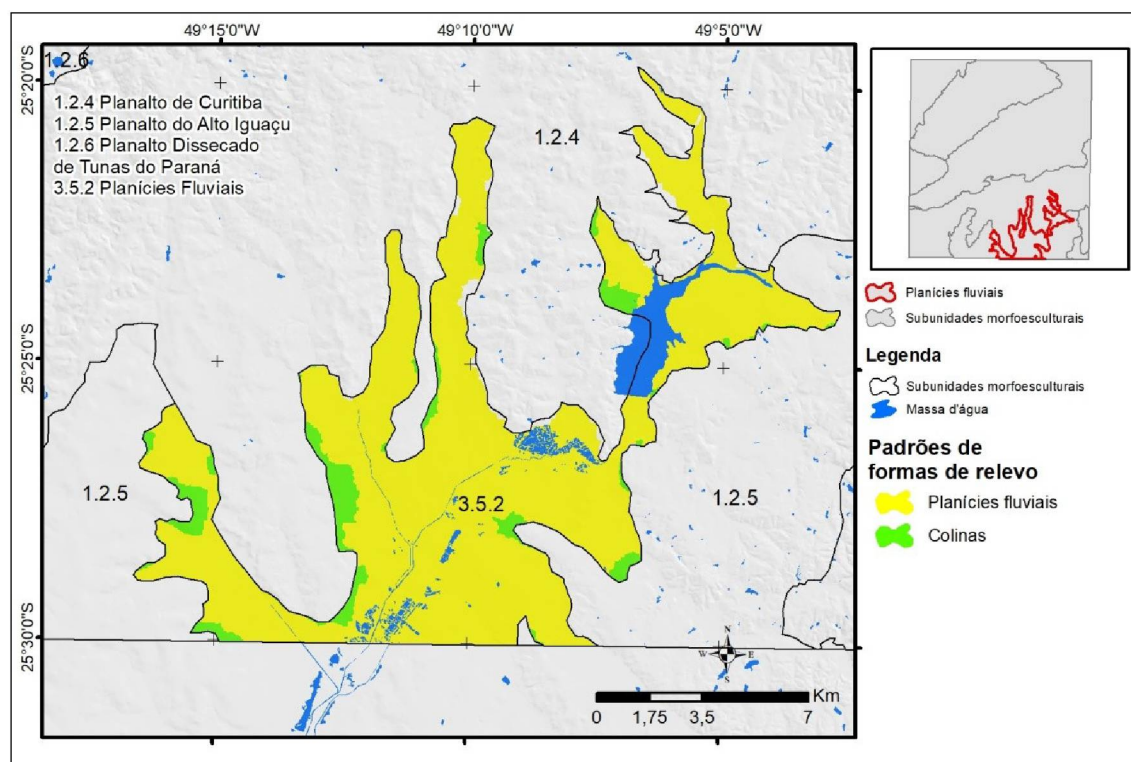
FONTE: O autor (2020)

Neste relevo, as cristas são sustentadas por quartzitos da Formação Perau e do Complexo Metamórfico Indiferenciado através do processo de erosão diferencial. O Granito Cerne também condiciona topos frequentemente com forma de cristas ou forma pontiaguda (OKA-FIORI; CANALI, 1997). Estruturas como falhas e diques de diabásio que seccionam a área nas direções N-S/NE-SW e NW-SE, respectivamente, formam os principais vales que cortam o relevo deste padrão.

4.3.7 PLANÍCIES FLUVIAIS

Na subunidade morfoescultural Planícies Fluviais foi mapeado um padrão de formas de relevo (FIGURA 77), o padrão planícies fluviais (352PLF). Pequenas porções de colinas também foram mapeadas nesta subunidade, entretanto ocupam área pouco significativa na transição com os Planalto de Curitiba e Planalto do Alto Iguaçu, possuindo assim as características das colinas destas subunidades.

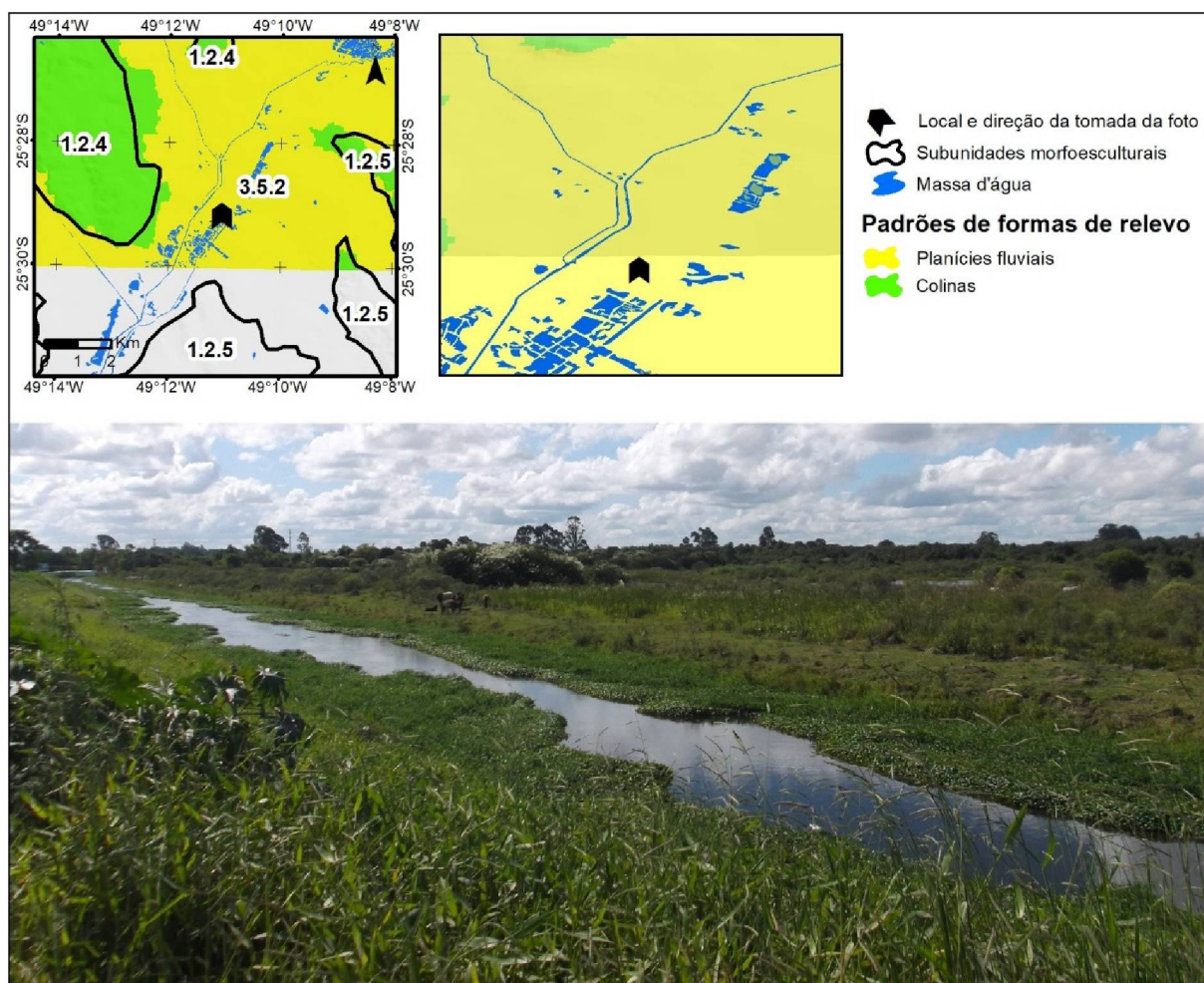
FIGURA 77 - PADRÕES DE FORMAS DE RELEVO NA SUBUNIDADE MORFOESCULTURAL "PLANÍCIES FLUVIAIS"



FONTE: O autor (2020)

Sendo assim, o padrão de formas de relevo planícies fluviais (352PLF) (FIGURA 78), que se situa na bacia sedimentar de Curitiba, média da declividade de 1,24%. A altitude varia entre 929,66m e 872,07m. Ocupa área de 120,1km², o que corresponde a 91,06% da área da subunidade.

FIGURA 78 - PADRÃO DE FORMA DE RELEVO PLANÍCIES FLUVIAIS (352PLF) NA SUBUNIDADE MORFOESCULTURAL “PLANÍCIES FLUVIAIS”



FONTE: O autor (2020). FOTOGRAFIA: Gisele Neuman.

Estas planícies fluviais foram desenvolvidas sobre depósitos aluvionais holocênicos, nas margens do rio Iguaçu e dos principais afluentes posicionados no Alto Iguaçu, como os rios Belém, Atuba, Itaqui, Pequeno, Palmital, Piraquara, Timbú, Curralinho e Canguiri. Esta área coincide com o que Salamuni et al. (2004) e Salamuni et al. (2013) denominaram de “Sistema de planície de várzea ou terrenos aluvionares (ou de inundação) com depósitos sedimentares pouco entalhados e frequentes terrenos alagadiços”. Quanto a atuação de estruturas na formação do relevo da área, Salamuni et al. (op.cit.) citam o controle por alinhamentos estruturais NE-SW e E-W que condicionam o encaixe do rio Iguaçu e seus tributários locais.

5 CONSIDERAÇÕES FINAIS

O método para mapeamento de padrões de formas de relevo baseado no uso do algoritmo de segmentação multiresolucional se caracterizou pela viabilidade na sua aplicação, se mostrando inclusive como uma alternativa interessante aos métodos baseados na análise orientada ao pixel empregado para a identificação das feições do 4º táxon. Além da otimização do processo e da redução da subjetividade associada à delimitação visual das formas de relevo, que são potencialidades observadas nos métodos baseados na análise digital do relevo, o algoritmo proporcionou resultados condizentes com a realidade de campo e com a escala geomorfológica requerida. Ademais, o emprego do atributo topográfico média da densidade de rupturas trouxe um novo elemento morfológico com potencial para auxiliar na classificação de padrões de formas de relevo.

A boa resposta dada pelo método desenvolvido neste trabalho, contudo, foi fruto de uma série de etapas metodológicas que demandam atenção do mapeador. Além da escolha dos raios de análise de vizinhança para o cálculo dos atributos topográficos e a definição da regra de classificação dos padrões de formas de relevo, o emprego do algoritmo de segmentação adiciona novas necessidades ligadas à escolha dos pesos dos parâmetros de segmentação, como os critérios de semelhança e o parâmetro de escala. Ambos possuem considerável subjetividade intrínseca. No caso dos critérios de semelhança, esta subjetividade é mais evidente, devido à ausência de ferramentas automatizadas para sua definição, sendo então necessários testes por tentativa e erro para ajustar uma combinação única de pesos para os critérios a ser utilizado entre a 2ª etapa de segmentação e a 6ª etapa. Já no caso do parâmetro de escala, o uso da ferramenta ESP reduziu esta subjetividade. Tendo em vista este cenário, é de extrema importância que o mapeador tenha pleno conhecimento sobre as formas de relevo que serão mapeadas. Para isto, a identificação prévia sobre quais padrões de formas de relevo estão presentes na área de estudo e quais são suas características é necessária. Assim, o conhecimento sobre a geomorfologia e geologia da área e a realização de trabalhos de campo anteriores a execução do mapeamento são imprescindíveis.

Entretanto, mesmo com os cuidados necessários a serem tomados tanto na segmentação dos objetos de imagem quanto na posterior classificação em padrões

de formas de relevo, que resultaram em grande potencial para o mapeamento das feições no 4º táxon, algumas limitações foram encontradas. A existência destas limitações abre a possibilidade de futuros trabalhos visando maneiras de minimizá-las. Outras funcionalidades proporcionadas pelo algoritmo de segmentação multiresolucional, como a classificação por lógica fuzzy, o uso de relações topológicas entre os objetos de imagem para a classificação, o uso de informações sobre a textura dos objetos de imagem, entre outras, podem ser capazes de reduzir as limitações, fazendo assim que o método aqui desenvolvido e avaliado apresente mais potencialidades. Além destas funcionalidades associadas à segmentação, a adaptação de atributos topográficos existentes ou o desenvolvimento de novos atributos topográficos podem apresentar potencialidade na diferenciação textural dos padrões de formas de relevo ou até mesmo identificar orientações preferenciais do relevo, fornecendo assim informações que indicam processos morfogenéticos, como a dissecação estrutural e homogênea do relevo.

Deste modo, também é possível visualizar as condições de emprego do algoritmo de segmentação multiresolucional no mapeamento de formas de relevo em outras escalas geomorfológicas, ou até mesmo o mapeamento de formas de relevo associadas a outras propostas de mapeamento geomorfológico. Ou seja, dentro da proposta taxonômica de Ross (1992), formas de relevo mais detalhadas, tanto no 5º nível taxonômico quanto no 6º nível taxonômico, associadas a bases de dados de elevação com resoluções adequadas, possuem potencial para serem classificadas a partir do emprego deste algoritmo. Mesmo formas de relevo em escala menores, como do 3º táxon, também possuem este potencial.

Assim, as futuras pesquisas empregando segmentação multiresolucional para o mapeamento de formas de relevo devem se focar primeiramente na criação de mecanismo para melhor associar os parâmetros de segmentação, em especial o parâmetro de escala, com as escalas geomorfológicas, diminuindo a subjetividade relacionada à escolha destes parâmetros. Em seguida, é necessário o foco na exploração das demais funcionalidades disponíveis no algoritmo, juntamente com a exploração e desenvolvimento dos atributos topográficos, visando segmentar e classificar formas de relevo nas mais variadas escalas geomorfológicas.

REFERÊNCIAS

- ANDERS, N. S.; SEIJMONSBERGEN, A. C.; BOUTEN, W. Segmentation optimization and stratified object-based analysis for semi-automated geomorphological mapping. **Remote Sensing of Environment**. v. 115, p. 2976-2985, 2011.
- ANDERS, N. S.; SEIJMONSBERGEN, A. C.; BOUTEN, W. Geomorphological change detection using object-based feature from multi-temporal LiDAR data. **Geoscience and Remote Letters**. v. 10. n. 6. p. 1585-1591. 2013.
- ANTUNES, A. F. B. **Classificação de ambiente ciliar baseada em orientação a objeto de imagens de alta resolução espacial**. 2003. Tese (Doutorado em Ciências Geodésicas). Curso de Pós-Graduação em Ciências Geodésicas, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, Paraná.
- ASSELEN, S.; SEIJMONSBERGEN, A. C. Expert-driven semi-automated geomorphological mapping for a mountains area using a laser DTM. **Geomorphology**. v. 78. p. 309-310. 2006.
- BAATZ, M.; SCHAPE, A. Multiresolution segmentation: an optimization approach for high quality multi-scale image segmentation. In: Strobl, J., Blaschke, T., Griesebner, G. (Eds.), **Angewandte Geographische Informationsverarbeitung**, vol. XII. Wichmann, Heidelberg, pp. 12-23. 2000.
- BAKER, V.R., 1986. Introduction: regional landform analysis. In: Short, N.M., Blain Jr., R.W. (Eds.), **Geomorphology From Space: A Global Overview of Regional Landforms**. NASA, Scientific and Technical Information Branch, Washington, DC. Chapter 1 — GES DISC, Goddard Earth Sciences.
[,http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/geomorphology/GEO_1/GEO_CHAPTER_1.shtml](http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/geomorphology/GEO_1/GEO_CHAPTER_1.shtml).
- BENZ, U. C.; HOFMANN, P.; WILLHAUCK, G.; LINGENFELDER, I.; HEYNEN, M. Multi-resolutional, object-oriented fuzzy analysis of remote sensing data for GIS-ready information. **ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing**. n. 58, p. 239-258. 2004.
- BIGARELLA, J. J.; SALAMUNI, R. Contribuição à geologia da região sul da Série Açungui. **Boletim Paulista de Geologia**. n. 29. p. 3-19. Julho de 1958.
- BISHOP, M. P.; JAMES, L. A.; SHRODER JR, J. F.; WALSH, S. J. Geospatial technologies and digital geomorphological mapping: concepts, issues and research. **Geomorphology**. n. 137, p. 5-26, 2012.
- BLASCHKE, T. HAY, G. J.; KELLY, M.; LANG, S.; HOFMANN, P.; ADDINK, E. FEITISA, R. Q.; VAN DER MEER, F. VAN DER WERFF, H.; VAN COLLIE, F.; TIEDE, D. Geographic object-based image analysis - Towards a new paradigm.

ISPRS Journal of Photogrammetry and Remoto Sensing. v. 87. p. 180-191. 2014..

BORTOLINI, W.; SILVEIRA, C. T.; SILVEIRA, R. M. P. Emprego de técnicas geomorfométricas na identificação de padrões de relevo. **Revista Raega - O Espaço Geográfico em Análise.** v. 41 Temático Geomorfologia. p. 131-150. 2017.

BORTOLINI, W., SILVEIRA, C. T., SILVEIRA, R. M. P., SILVA, J. M. F. Técnicas Geomorfométricas para a identificação de padrões de relevo: aplicação nas Cartas Curitiba e Cerro Azul, Estado do Paraná. **Revista do Departamento de Geografia.** v. 36. 2018. p. 15-32.

BURNETT, C.; BLASCHKE, T. A multi-scale segmentation/object relationship modelling methodology for landscape analysis. **Ecological Modelling.** v. 168. p. 233-249. 2003.

CAMARGO, F. F.; FLORENZANO, T. G.; ALMEIDA, C. M.; OLIVEIRA, C. G. Abordagens cognitivas para a identificação de unidades geomorfológicas por meio de dados ATER/Terra. **Revista Brasileira de Geociências.** v. 39. n. 2. p. 276-288. 2009.

CAMPANHA, G. A. C. **Tectônica Proterozoica no alto e médio vale do Ribeira, estados de São Paulo e Paraná.** 1991. Tese (Doutorado em Geoquímica e Geotectônica). Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica), Instituto de Geociências – Universidade de São Paulo, São Paulo.

COSTA, R. C. R.; BUSS, M. D.; ROSA, R. O. **Relatório de geomorfologia do Projeto RADAM – Folha SG.22 Curitiba, Folha SG.21 Asunción e Folha SG.23 Iguape.** v. 35. 1983.

COLTRINARI, L. **Cartas geomorfológicas.** Orientação, São Paulo, Universidade de São Paulo, Instituto de Geografia, n. 5, out. de 1984.

D'OLEIRE-OLTMANN, S.; EISANK, C.; BLASCHKE, T. An object-based workflow to extract landforms at multiple scales from two distinct data types. **IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters.** v. 10, n. 4, p. 947-951. 2013.

DEKAVALLA, M.; ARGIALAS, D. Object-based classification of global undersea topography and geomorphological features from the SRTM30_PLUS data. **Geomorphology.** v. 288. p. 66-82. 2017.

DIKAU, R. **The Application of a Digital Relief Model to Landform Analysis in Geomorphology.** In: RAPER, J. F (ed.). Three Dimensional Applications in Geographical Information Systems, London: Taylor & Francis, p. 51-77, 1989.

DIKAU, R.; BRABB, E. E.; MARK, R. M. **Landform Classification of New Mexico by Computer.** Open File report 91-634. U.S. Geological Survey, 1991.

DIKAU, R.; BRABB, E. E.; MARK, R. K.; PIKE, R. J. Morphometric landform analysis of New Mexico. **Zeitschrift fur Geomorphologie Supplementband**. 101: 109-126, 1995.

DINIZ, M. T. M.; OLIVEIRA, G. P.; MAIA, R. P.; FERREIRA, B. Mapeamento geomorfológico do estado do Rio Grande do Norte. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. v. 18, n. 4, p. 689-701, dez. 2017.

DRAGUT, L.; CSILLIK, O.; EISANK, C.; TIEDE, D. Automated parameterization of multi-scale image segmentation on multiple layers. **ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing**. v. 88, p. 119-127. 2014.

DRAGUT, L.; BLASCHKE, T. Automated classification of landform elements using object-based analysis. **Geomorphometry**. v. 81. p. 330-344. 2006.

DRAGUT, L.; EISANK, C. Object representations at multiple scales from digital elevation models. **Geomorphology**. v. 129. p. 183-189. 2011.

DRAGUT, L.; EISANK, C. Automated object-based classification of topography from SRTM data. **Geomorphology**. v. 141. p. 21-33. 2012.

DRĂGUT, L.; TIEDE, D.; LEVICK, S. R. ESP: a tool to estimate scale parameter for multiresolution image segmentation of remotely sensed data. **International Journal of Geographical Information Science**. v. 24, n. 6, p. 859-871, 2010.

DRAMIS, F.; DOMENICO, G.; ANTONELLO, C. Nature and Aims of Geomorphological Mapping. In: SMITH, M. J.; PARON, P.; GRIFFITHS, J. eds. **Geomorphological Mapping: Methods and Applications**, Developments in Earth Surface Processes vol 15, Elsevier, 2011.

EISANK, C.; SMITH, M.; HILLIER, J. Assessment of multiresolution segmentation for delimiting drumlins in digital elevations models. **Geomorphology**. v. 214. p. 452-464. 2014.

EL-SHEIMY, N.; VALEO, C.; HABIB, A. **Digital Terrain Modelling: acquisition, manipulation, and applications**. Norwood, MA: Artech House, Inc., 2005. 257 p.

EHSANI, A. H.; QUIEL, F. Geomorphometric feature analysis using morphometricparameterization and artificial neural networks. **Geomorphology**, v. 99, p.1–12, 2008.

ESPINDOLA, G. M. **Ajuste de parâmetros em algoritmos de segmentação de imagens por crescimento de regiões**. 2006. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campo, São Paulo.

EVANS, I. S. General geomorphometry, derivatives of altitude, and descriptive statistics. In: CHORLEY, R. J. (Ed.). **Spatial analysis in geomorphology**. London: Harper & Row, Publishers, 1972.

FALEIROS, F. M. **Evolução de terrenos tectono-metamórficos da Serrania do Ribeira e Planalto Alto Turvo (SP, PR)**. 2008. Tese (Doutorado em Geoquímica e Geotectônica) – Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 306 p.

FASSBINDER, E. **Análise estrutural da Falha da Lancinha**: estado do Paraná. 1990. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, Universidade de São Paulo, São Paulo.

FIORI, A. P. Tectônica e estratigrafia do Grupo Açungui-PR. **Boletim IG-USP**, Sér.Cient. v. 3. p. 55-74, 1992.

FIORI, A. P.; GASPAR, L. A. Considerações sobre a estratigrafia do Grupo Açungui (Proterozóico Superior), Paraná, Sul do Brasil. **Bol. IG-USP**, Sér. Cient., 24:1-19. 1993.

FLORINSKY, I. V. Accuracy of local topographic variables derived from digital elevation models. **International Journal of Geographical Information Science**, v. 12, n. 1, p. 47-62, 1998.

GALLANT, J. C.; HUTCHINSON, M. F. Scale dependence in terrain analysis. **Mathematics and Computers in Simulation** v. 43. p. 313-321, 1997.

GERASSIMOV, I. P.; MESCHERIKOV, J. L. **Morphostructure**. In: FAIRBRIDGE, R. W. (Ed.). The encyclopedia of geomorphology. New York: Reinhold Book Corp., 1968.

GERÇEK, D.; TOPRAK, V.; STROBL, J. Object-based classification of landforms based on their local geometry and geomorphometric context. **International Journal of Geographical Information Science**. v. 25, n. 6, p. 1011-1023. 2011.

GOMES, S.M.A; SILVEIRA, R.M.P; SILVEIRA, C.T. Aplicação de técnicas geomorfométricas para classificação de formas do relevo em Campo Largo, estado do Paraná – Brasil. **Revista Geografar**, 13, 1, 75-97, 2018.

GRIFFITHS, J.; SMITH, M. J.; PARON, P. Introduction to Applied Geomorphological Mapping. SMITH, M. J.; PARON, P.; GRIFFITHS, J. (eds.) **Geomorphological Mapping: Methods and Applications**. Developments in Earth Surface Processes vol 15, Elsevier, 2011.

GUADAGNIN, P. M. A.; TRENTIN, R. COMPARTIMENTAÇÃO geomorfológica da bacia hidrográfica do Arroio Caverá – RS. **Geo UERJ**. Rio de Janeiro, v.16, n. 25, p.183-199, 2014,

GUSTAVSSON, M.; KOLSTRUP, E.; SEIJMONSBERGEN, A. C. A new symbol-and-GIS based detailed geomorphological mapping system: renewal of a scientific discipline for understanding landscape development. **Geomorphology** 77, p. 90-111, 2006.

GUSTAVSSON, M.; KOLSTRUP, E. New geomorphological mapping system used at different scales in a Swedish glaciated area. **Geomorphology** 110, p. 37-44, 2009.

HAMMOND, E. H. Analysis of properties in land form geography: an application to broad-scale landform mapping. **Ann. Assoc. Am. Geogr.** 54, 11 19, 1964.

HAY, G. J.; CASTILLA, G. Geographic Object-Based Image Analysis (GEOBIA): A new name for a new discipline. In: Blaschke T., Lang S., Hay G.J. (eds) **Object-Based Image Analysis**. Lecture Notes in Geoinformation and Cartography. Springer, Berlin, Heidelberg. p. 75-89. 2008.

HENGL, T. Finding the right pixel size. **Computers & Geosciences**. 32, 1283-1298, 2006.

HENGL, T.; EVANS, I. S. Mathematical and Digital Models of the Land Surface. n: HENGL, T.; REUTER, H. I. (eds.) **Geomorphometry - Concepts, Software, Applications**, Series Developments in Soil Science vol. 33, Amsterdam: Elsevier, pp. 31-64, 2009.

HENGL, T.; MCMILLAN, R. A. Geomorphometry: A Key to Landscape Map and Modelling. In: HENGL, T.; REUTER, H. I. (eds.) **Geomorphometry - Concepts, Software, Applications**, Series Developments in Soil Science vol. 33, Amsterdam: Elsevier, pp. 433-460, 2009.

HENGL, T.; REUTER, H. I. **Geomorphometry - Concepts, Software, Applications**, Series Developments in Soil Science vol. 33, Amsterdam: Elsevier, 2009.

HORN, B. K. P. Hill shading and the reflectance map. **Proceedings of the IEEE**, n. 69, v.01, p. 14-47, 1981.

HUTCHINSON, M. F. A new procedure for gridding elevation and stream line data with automatic removal of spurious pits. **Journal of Hydrology**, 106, p. 211-272, 1989.

IUGS – INTERNATIONAL UNION OF GEOLOGICAL SCIENCES. **International Stratigraphic Chart**. 2018.

IWAHASHI, J.; PIKE, R. J. Automated classification of topography from DEMs by an unsupervised nested-means algorithm and a three-part geometric signature. **Geomorphology**. 86, 409-440, 2007.

JASIEWICZ, J.; STEPINSKI, T. F. Geomorphons a Pattern Recognition Approach to Classification and Mapping of Landforms. **Geomorphology**, v. 182, p. 147–156, 2013.

KAUL, P. F. T. **O magmatismo na Serra do Mar e adjacências (sul do Brasil) no final do Proterozoico e seus condicionantes tectônicos**. 1997. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 291 p.

KLIMASZEWSKI, M. Detailed geomorphological maps. **ITC Journal**, 1982-3.

LINDSAY, J. **WhiteboxTools User Manual**. 2019. Disponível: <https://jblindsay.github.io/wbt_book/available_tools/geomorphometric_analysis.html#EdgeDensity>

MACMILLAN, R. A.; SHARY, P. A. Landform and landform elements in geomorphometry. In: HENGL, T.; REUTER, H. I. (eds.) **Geomorphometry - Concepts, Software, Applications**, Series Developments in Soil Science vol. 33, Amsterdam: Elsevier, pp. 227-254, 2009.

MARTINS, T. I. S.; RODRIGUES, S. C. Compartimentação geomorfológica da Folha Piumhi, região do Alto São Francisco, Minas Gerais. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. v. 17, n. 1, p. 145-162, 2016.

MEINEL, G.; NEUBERT, M. **A comparasion of segmentation programs for high resolution remote sensing data**. Internation Archives of Photogrametry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences, ISPRS.

MESCERJAKOV, J. P. **Les concepts de morphostruture et de morphosculture**: un nouvel instrument de l'analyse géomorphologique. Annales de Géographie, Paris, t. 77, n. 423, p. 539-552, 1968.

MINÁR, J.; EVANS, I. S. Elementary forms for land surface segmentation: the theoretical basis of terrain analysis and geomorphological mapping. **Geomorphology** 95 (3-4), 236-259, 2008.

MINEROPAR - SERVIÇO GEOLÓGICO DO PARANÁ. **Atlas geológico do estado Paraná**. Minerais do Paraná, Curitiba, 2001.

MIRANDA, J. I. **Fundamentos de sistemas de informações geográficas**. Brasília: Embrapa Informação Tecnológica, 2010.

MUÑOZ, X.; FREIXENET, J.; CUFI, X.; MARTI, J. Strategies for image segmentation combining region and boundary information. **Pattern Recognition Letters**, v. 24, n. 1-3, p. 375-392, 2003.

NASCIMENTO, E. R. **Caracterização de feições cársticas a partir de parâmetros morfométricos do relevo: região metropolitana de Curitiba (RMC)**. 2009. Dissertação (Mestrado em Geologia). Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba.

NASCIMENTO, E. R.; REIS NETO, M. J.; REBELO, A. M. A.; SAMPAIO, T. V. M.; SILVEIRA, C. T. Parâmetros geomorfométricos do relevo no entendimento do nível de exposição dos sistemas cársticos na região limítrofe das bacias hidrográficas do Alto Iguaçu e do Alto Ribeira - Região norte de Curitiba - PR. **Revista Brasileira de Geociências**. v. 42, n. 1, p. 81-90, 2012.

NASCIMENTO, E. R.; REIS NETO, J. M.; REBELO, A. M. A. Aplicação do índice de concentração da rugosidade do relevo no entendimento do nível de exposição dos

sistemas cársticos ocorrentes na região norte do município de Curitiba, PR. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. v. 11, n. 2. 2010.

NASCIMENTO, E. R.; SALAMUNI, E.; QUEIROZ, G. L.; SILVA, P. A. H.; FIORI, A. P. Evidências de determinação morfotectônica e neotectônica no relevo da Serra do Mar no estado do Paraná. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. v. 14, n. 3. 2013.

NASCIMENTO, M. D.; SOUZA, B. S. P. Mapeamento geomorfológico da área abrangida pela carta topográfica de Santa Maria – RS como subsídio ao planejamento ambiental. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. v. 11, n. 2. 2010. p. 83-90.

NELSON, A.; REUTER, H. I.; GESSLER, P. DEM production methods and sources. In: HENGL, T.; REUTER, H. I. (eds.) **Geomorphometry - Concepts, Software, Applications**, Series Developments in Soil Science vol. 33, Amsterdam: Elsevier, pp. 65-86, 2009.

OKA-FIORI, C., SANTOS, L.J.C., CANALI, N.E., FIORI, A.P., SILVEIRA, C.T., SILVA, J.M.F., ROSS, J.L.S. **Atlas geomorfológico do estado do Paraná: Escala base 1:250.000 modelos reduzidos 1:500.000**. Curitiba, Minerais do Paraná SA. - MINEROPAR; Universidade Federal do Paraná. Curitiba, 2006. 59p.

OKA-FIORI, C.; CANALI, N. E. **Padrões de relevo no médio rio Açungui-PR**. 1997.

OLAYA, V. Basic Land-Surface Parameters. In: HENGL, T.; REUTER, H. I. (eds.) **Geomorphometry: Concepts, Software, Applications**. Series Developments in Soil Science, vol. 33, Amsterdam: Elsevier, 2009. Cap. 6, p. 141-169.

OLIVEIRA, M. A. F.; MANIESI, V.; TEIXEIRA, W.; DAITX, E. C. Caracterização Isotópica de Metabasitos e Anfibolitos dos Grupos Açungui e Setuva na Porção Sul da Faixa Ribeira. **Geol. USP Sér. Cient.**, São Paulo, v. 2, p. 161-170, dez 2002.

OTTO, J. C.; SMITH, M. J. Geomorphological Mapping. **Geomorphological Techniques**, cap. 2, seção 6, p. 1-10, British Society for Geomorphology, 2013.

PENCK, W. **Morphological analysis of land forms**. MacMillan and Co., London, 1953.

PIKE, R. J. The geometric signature: quantifying landslide-terrain types from digital elevation models. **Mathematical Geology**, v. 20, p. 491–511, 1988.

PIKE, R. J. Geomorphometry — diversity in quantitative surface analysis. **Progress in Physical Geography**, v. 24. n.1, p. 1–20, 2000.

PIKE, R. J.; EVANS, I., HENGL, T. Geomorphometry: A Brief Guide. In: HENGL, T.; REUTER, H. I. (eds.) **Geomorphometry - Concepts, Software, Applications**, Series Developments in Soil Science vol. 33, Amsterdam: Elsevier, pp. 3-30, 2009.

RAPOSO, M. I. B.; ERNESTO, M. Rochas intrusivas básicas do Arco de Ponta Grossa: resultados paleomagnéticos preliminares. **Revista Brasileira de Geociências**. v. 19, n. 3, 1989. p. 393-400.

REUTER, H. I.; HENGL, T.; GESSLER, P.; SOILLE, P. Preparation of DEMs for Geomorphometric Analysis. In: HENGL, T.; REUTER, H. I. (eds.) **Geomorphometry - Concepts, Software, Applications**, Series Developments in Soil Science vol. 33, Amsterdam: Elsevier, pp. 87-120, 2009.

RILEY, S. J.; DEGLORIA, S. D.; ELLIOT, R. A terrain ruggedness index that quantifies topographic heterogeneity. **Intermountain Journal of Sciences**, v.5, n. 1-4, p. 23-27, 1999.

ROBAINA, L. E. S; TRENTIN, R.; LAURENT, F. Compartimentação do estado do Rio Grande do Sul, Brasil, através do uso de *geomorphons* obtidos em classificação topográfica automatizada. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 17, n. 2, p. 287-298, 2016.

ROMSTAD, B. Improving relief classification with contextual merging. **Proceedings of ScanGIS'2001** — The 8th Scandinavian Research Conference on Geographical Information Science. Ås, Norway, p. 3–13, 2001.

ROSA FILHO, E. F.; GUARDA, M. J. Compartimentação hidrogeológica da Formação Capiu na região norte de Curitiba-PR, Brasil. **Águas Subterrâneas**, v. 22, n. 01, p. 67-74, 2008.

ROSS, J. S. Registro cartográfico dos fatos geomorfológicos e a questão da taxonomia do relevo. **Rev. Geografia**. São Paulo, IG-USP, 1992.

ROSS, J. S.; MOROZ, I.C. **Mapa geomorfológico do estado de São Paulo**. São Paulo: Laboratório de Geomorfologia Depto de Geografia FFLCHUSP/Laboratório de Cartografia Geotécnica - Geologia Aplicada - IPT/FAPESP, 1997.

SALAMUNI, E.; SALAMUNI, R.; EBERT, H. D. Contribuição à geologia da bacia sedimentar de Curitiba (PR). **Boletim Paranaense de Geociências**. n. 47, p. 123-142, 1999.

SALAMUNI, E. EBERT, H. D.; HASUI, Y. Morfotectônica da bacia sedimentar de Curitiba. **Revista Brasileira de Geociências**. v. 34, n. 4, p. 469-478, 2004.

SALAMUNI, E.; NASCIMENTO, E. R.; SILVA, P. H. K.; OKA-FIORI, C. Geomorfologia do município de Curitiba-PR. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. v. 14, n. 4, p. 327-341, 2013.

SANEPAR – COMPANHIA DE SANEAMENTO DO PARANÁ S.A. (2006) Fornecimento de dados sobre o “**Aquífero Carste da Região Metropolitana de Curitiba**” (mapas geológico e de relevo 1:25.000 e dados de poços), Curitiba (PR).

SANTOS, L. J. C. *et al*. Mapeamento Geomorfológico do Estado do Paraná. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. v. 7, n. 2. p. 03-11. 2006.

SILVEIRA, C. T.; SILVEIRA, R. M. P.; BORTOLINI, W.; ALMEIDA, V. P. **Método para a identificação de padrões de formas de relevo com uso da modelagem digital do terreno: emprego na ampliação da escala do mapeamento geomorfológico do Paraná – Brasil.** (em fase de elaboração).

SILVEIRA, C. T.; SILVEIRA, R. M. P. Índice de Posição Topográfica (IPT) para classificação geomorfométrica das formas de relevo no estado do Paraná - Brasil. **Revista Ra'e Ga**, volume Especial Temático de Geomorfologia, 2017.

SILVEIRA, C. T.; SILVEIRA, R. M. P.; TRENTIN, R.; ROBAINA, L. E. S. Classificação automatizada de elementos de relevo no estado do Paraná (Brasil) por meio da aplicação da proposta dos geomorphons. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 19, n.01, p. 33-57, 2018.

SILVEIRA, R. M. P.; SILVEIRA, C. T.; OKA-FIORI, C. Emprego de técnicas de inferência espacial para identificação de unidades de relevo apoiado em atributos topográficos e árvore de decisão. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.15, n.1, (Jan-Mar) p.87-101, 2014.

SILVEIRA, R. M. P.; SILVEIRA, C. T. Classificação hierárquica automatizada de formas do relevo no estado do Paraná apoiada na modelagem digital do terreno. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 08 n. 05, p. 1509-1523, 2015.

SILVEIRA, R. M. P.; SILVEIRA, C. T. Análise digital do relevo aplicada à cartografia geomorfológica da porção central da Serra do Mar Paranaense. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 17, nº 4, 615-629, 2016.

SILVEIRA, R. M. P.; SILVEIRA, C. T. Mapeamento geomorfológico com uso de técnicas geomorfométricas em níveis taxonômicos de representação do relevo no estado do Paraná/Brasil. In: Congresso Nacional de Geomorfologia, 9, 2019, Guimarães (Portugal), **Publicações da Associação Portuguesa de Geomorfólogos**, 2019, v. XI, p. 121-127.

SILVEIRA, R. M. P. **Proposta metodológica para mapeamento geomorfológico com uso da análise digital do relevo do relevo no estado do Paraná.** Tese (Doutorado em Geografia) – Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba.

SOPCHAKI, C. H. **Influência do N amostral e das características do relevo na qualidade de modelos digitais do terreno.** Tese de doutorado. Universidade Federal do Paraná. Curitiba, 2016.

SPEIGHT, J. Log-normality of slope distributions. Z. **Geomorphol.** v. 15, p. 290–311. 1971.

STROBL, J. Segmentation-based Terrain Classification. In: ZHOU, Q.; LEES, B.; TANG, G. (eds.). **Advances in Digital Terrain Analysis**. Series: Lecture Notes in Geoinformation and Cartography. Berlim: Springer-Verlag, 2008.

TARBOTON, D. G. A New Method for the Determination of Flow Directions and Contributing Areas in Grid Digital Elevation Models. **Water Resources Research**, **33(2)**: 309-319, 1997.

TEDESCO, A.; ANTUNES, A. F. B.; OLIANI, L. O. Detecção de formação erosiva (voçoroca) por meio de classificação hierárquica e por árvore de decisão. **Boletim de Ciências Geodésicas**, sec. Artigos, Curitiba, v. 20, no 4, p.1005-1026, out-dez, 2014.

TEDESCO, A. **Delimitação de voçorocas com imagens de alta resolução e ALS por meio de árvore de decisões e GEOBIA**. 2015. Tese (Doutorado em Ciências Geodésicas). Programa de Pós-Graduação em Ciências Geodésicas, Universidade Federal do Paraná, Curitiba.

TRENTIN, R.; ROBAINA, L. E. S. Classification of the landform units supported by geomorphometric attributes. **Mercator** (Fortaleza. Online), v. 15, p. 53-66, 2016.

TRICART, J. **Principes et méthodes de la géomorphologie**. Paris: Masson Ed., 201p., 1965.

VALERIANO, M.M. **Modelo digital de elevação com dados SRTM disponíveis para a América do Sul**. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, p. 1-72, 2004.

VAN NIERKERK, A. A comparasion of land unit delineation techniques for land evaluation in the Western Cape, South Africa. **Land Use Policy**. v. 27. p. 937-947. 2010.

VERHAGEN, P.; DRAGUT, L. Object-based landform delieation and classification from DEMs for archeological predictive mapping. **Journal of Archaeological Science**. v. 30. p. 698-703. 2012.

VERSTAPPEN, H. T. Old and New Trends in Geomorphological and Landform Mapping. SMITH, M. J.; PARON, P.; GRIFFITHS, J. (eds.) **Geomorphological Mapping: Methods and Applications**. Developments in Earth Surface Processes vol 15, Elsevier, 2011.

VIEIRA, B. C.; GRAMANI, M. F. Serra do Mar: The Most “tormented” relief in Brazil. In: VIEIRA, B. C.; SALGADO, A. A. R.; SANTOS, L. J. C. (org). **Landscapes and Landforms of Brazil**. London: Springer, 2015. p. 285-297.

VILLELA, F. N. J.; ROSS, J. L. S.; MANFREDINI, S. Análise geomorfopedológica na borda leste da bacia sedimentar do Paraná, sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. v. 16, n. 4, p. 669-682, 2015.

WALKER, J. S.; BLASCHKE, T. Object-based land cover classification for the Phoenix metropolitan area: optimization vs. transportability. **International Journal of Remote Sensing**. v. 4, 2008. p. 2021-2040.

WEIBEL, R., DELOTTO, J.S., 1988. Automated terrain classification for GIS modeling. In: **Proceedings of GIS/LIS**. San Antonio, NM, pp. 618–627.

WEIBEL, R., HELLER, M., 1990. A framework for digital terrain modeling. In: **Proceedings of the Fourth International Symposium on Spatial Data Handling**. University of Zürich, Zürich, Switzerland, pp. 219–229.

WEISS, A. **Topographic Position and Landforms Analysis**. Poster presentation, ESRI User Conference, San Diego, CA, 2001.

WILLHAUCK, G. Comparison of object oriented classification techniques and standard image analysis for the use of change detection between SPOT multispectral satellite images and aerial photos. **ISPRS**, v. XXXIII, Amsterdam, 2000.

WILSON, J. P.; GALLANT, J. C. (eds.). **Terrain analysis: principles and applications**. New York: John Wiley & Sons, p.1-27, 2000.

WILSON, J. P. Digital terrain modelling. **Geomorphology**, 137, p.107–121, 2012.

WISE, S. Assessing the quality for hydrological applications of digital elevation models derived from contours. **Hydrological processes**, v. 14, n. 11-12, p. 1909-1929, 2000.

WOOD, J. **The geomorphological characterisation of digital elevation models**. Leicester, UK, 1996. 185p. PhD Thesis - University of Leicester. Disponível em: <http://www.soi.city.ac.uk/~jwo/phd>.

ZEVENBERGEN, L. W.; THORNE, C. R. Quantitative Analysis of Land Surface Topography. **Earth Surface Processes and Landforms**, v.12, p.47-56, 1987.